



TITLE:

第54回自然災害科学総合シンポジウム (平成29年度防災研究所重点推進型共同研究) 講演論文集

AUTHOR(S):

CITATION:

第54回自然災害科学総合シンポジウム (平成29年度防災研究所重点推進型共同研究) 講演論文集. 自然災害科学総合シンポジウム講演論文集 2017, 54: 1-60

ISSUE DATE:

2017-09-14

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/234160>

RIGHT:

第 54 回自然災害科学総合シンポジウム
(平成 29 年度防災研究所 重点推進型共同研究)

講演論文集

平成 29 年 9 月 14 日 (木)

於：京都大学化学研究所共同研究棟 1 階大セミナー室

主催

京都大学防災研究所 自然災害研究協議会

第 54 回自然災害科学総合シンポジウム

主 催 : 京都大学防災研究所自然災害研究協議会
日 程 : 平成 29 年 9 月 14 日 (木) 11 時～16 時 30 分 (終了予定)
場 所 : 京都大学化学研究所共同研究棟 1 階大セミナー室
〒611-0011 宇治市五ヶ庄 京都大学宇治キャンパス内
参加費 : 無料

プログラム

10:00-受付開始

11:00-12:40

- ・開会の挨拶
- ・【科学研究費補助金・特別研究促進費による突発災害調査研究平成 28 年度報告】
「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」

研究代表者 清水 洋 (九州大学大学院理学研究院)

- ・【科学研究費補助金・特別研究促進費による突発災害調査研究平成 29 年度中間報告】

「2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究」

研究代表者 上石 勲 (防災科学技術研究所)

[昼食休憩]

13:40-15:10

【自然災害研究協議会突発災害調査報告】

- ・北海道知床半島羅臼町における海岸斜面の変動について

山田真澄 (京都大学防災研究所)

- ・2016年8月東北豪雨による岩手県内の河川災害調査結果

松林由里子 (岩手大学理工学部)

- ・熊本城の被災地盤構造物の調査報告

杉本知史 (長崎大学大学院工学研究科)

[休憩]

15:30-16:30

- ・【防災研究所共同研究・地域防災実践型共同研究】

28R-01「レーダーネットワークを活用した統合防災システムの構築」

佐々浩司 (高知大学自然科学系理学部門)

- ・総合討論
- ・閉会の挨拶

目次

【科学研究費補助金・特別研究促進費による突発災害調査研究平成 28 年度報告】

- 「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」 1
研究代表者 清水洋（九州大学大学院理学研究院）

【科学研究費補助金・特別研究促進費による突発災害調査研究平成 29 年度中間報告】

- 「2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究」 31
研究代表者 上石勲（防災科学技術研究所）

【自然災害研究協議会突発災害調査報告】

- 北海道知床半島羅臼町における海岸斜面の変動について 35
山田真澄（京都大学防災研究所）

- 2016 年 8 月東北豪雨による岩手県内の河川災害調査結果 43
松林由里子（岩手大学理工学部）

- 熊本城の被災地盤構造物の調査報告 45
杉本知史（長崎大学大学院工学研究科）

【防災研究所共同研究・地域防災実践型共同研究】

- 「レーダーネットワークを活用した統合防災システムの構築」 53
佐々浩司（高知大学自然科学系理学部門）

2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査

清水洋¹・松本聡¹・酒井慎一²・岡田知己³・渡辺俊樹⁴・飯尾能久⁵・
相澤広記¹・松島健¹・高橋浩晃⁶・中尾茂⁷・鈴木康弘⁴・後藤秀昭⁸・
大倉敬宏⁹・山本希³・中道治久⁵・山中浩明¹⁰・神野達夫¹¹・三宅弘恵¹²・
瀬瀬一起²・浅野公之⁵・松島信一⁵・福岡浩¹³・若井明彦¹⁴・大井昌弘¹⁵・
田村圭子¹⁶・木村玲欧¹⁷・井ノ口宗成¹⁸・前原喜彦¹⁹・赤星朋比古¹⁹・
矢田俊文¹³

1. 九州大学大学院理学研究院 地震火山観測研究センター
2. 東京大学地震研究所
3. 東北大学大学院 理学研究科
4. 名古屋大学大学院 環境学研究科
5. 京都大学防災研究所
6. 北海道大学大学院 理学研究院
7. 鹿児島大学大学院 理工学研究科
8. 広島大学大学院 文学研究科
9. 京都大学大学院 理学研究科
10. 東京工業大学大学院 環境・社会理工学院
11. 九州大学大学院 人間環境学研究科
12. 東京大学大学院 情報学環
13. 新潟大学 災害復興科学研究所
14. 群馬大学大学院 理工学府
15. 防災科学技術研究所
16. 新潟大学 危機管理室
17. 兵庫県立大学 環境人間学部
18. 静岡大学 情報学部
19. 九州大学大学院 医学研究院

要 旨

2016 年熊本地震に関して、地震・地殻変動観測や変動地形学的調査に加え、強震動、土砂災害、災害情報、災害過程、災害医療、歴史資料などの総合的調査を実施した。2016 年熊本地震は、布田川・日奈久断層帯の右横ずれ運動によって発生したが、走向・傾斜などの断層形状が異なる複数の断層面が活動したことが明らかになった。被害の大きさと余震の加速度振幅の空間分布には強い相関が認められた。地すべりについては、せん断時に発生する過剰間隙水圧が発生要因の一つであることを明らかにした。熊本地震災害は、都市型災害と中山間地域の災害が同時に発生した広域複合災害であることを示し、エコノミークラス症候群などの災害医療も含め、それらの教訓と対策を考察した。

キーワード：熊本地震，布田川断層帯，日奈久断層帯，活断層，強震動，地すべり，広域複合災害，エコノミークラス症候群

1. はじめに

2016年4月14日、熊本県熊本地方でマグニチュード6.5の地震が発生した。この地震により、熊本県益城町で最大震度7を観測し、大きな被害をもたらした。さらに、16日にはM7.3の地震が発生し、建物の倒壊、土砂災害により40人以上の生命が失われた。この2つの地震は、それぞれ南北方向、北西―南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型で、この地域を北東―南西方向に走る布田川断層帯と日奈久断層帯が活動したものと考えられる。今回の地震災害は、最初のM6.5の地震で傷んだ家屋が、それに続いて発生したM7.3の地震で倒壊した可能性も大きく、内陸地震の続発という現象は学術的に見て重要な現象であると同時に、今後発生する内陸地震による災害の軽減に、学術的に貢献できる重要な知見がもたらされると思われる。

本研究では、今後の活断層評価や防災対策に資することを目的として、陸上臨時地震観測等による余震活動・地殻構造調査、GNSS及び変動地形学的手法を用いた地殻変動調査、阿蘇山における地震・火山活動の変化と大きな地震の発生に伴う火山活動への影響調査、災害調査・強震観測による強震動発生特性調査、土砂災害及び地すべり発生機構調査、社会素因による被災救援、地域社会に係る影響調査、深部静脈血栓症（エコノミークラス症候群）の発生状況と医療活動の調査を実施した。さらに、過去（1625年）の熊本地震に関しても歴史資料を調査した。ここではこれらの調査研究成果を報告する。

2. 陸上臨時地震観測等による余震活動・地殻構造調査

(1) はじめに

2016年熊本地震は4月14日M6.5（最大震度7）からはじまり、最大地震4月16日のM7.3（最大震度7）、さらに多くの規模の大きな地震が発生した。この地域は、従来から微小地震活動が活発な地域であると同時に、活断層として布田川―日奈久断層帯が中央部に位置する地域である。この地域では一連の地震発生前に大学、防災科研、気象庁による定常的な地震観測網のほかに約40点の臨時観

測点が展開されていた。地震発生後、大学および産総研、防災科研などが協力し、熊本から大分にかけての九州中部域において稠密臨時地震観測を実施した。この臨時地震観測ではオンライン観測点9点およびオフライン観測点59点が展開された。さらに、日奈久断層帯の北部から日奈久断層帯・布田川断層帯の接合部を経て阿蘇山北側に至る約65kmの区間においては稠密地震観測を行った。また、地震活動と比抵抗構造との特徴を従来のデータをコンパイルすることによって把握した。

(2) 震源分布の特徴

臨時地震観測網による観測データから震源分布の特徴が得られた（九州大学・ほか、2016）。収録されている地震波形から手動検測によって決定された震央分布を図1に示す。震源はSaiga et al. (2010)による3次元速度構造を用いて、Double Difference法によって決定された。図中の震央は地震前（1996年～）[期間1]、4月14日M6.5以降～4月16日M7.3前[期間2]、それ以降[期間3]に区分している。また、M5以上の震央は星印で示している。発震機構については初動極性によるものと、気象庁によるCMT解を示している。図中には活断層の地表トレースもプロットしている。

この地域の通常発生している地震活動は期間1の分布から見て取れるように、断層およびその周辺の広範囲に分布している。このうち1999年から2000年においては日奈久断層沿いに最大マグニチュード5の地震が発生している。M6.5の地震はこの震源域よりやや西に位置し、発生後は日奈久断層のトレースよりやや西側で震央が分布していることがわかる（期間2の震央分布）。M7.3発生後は日奈久断層、布田川断層沿いだけではなく広範囲に活発な地震活動が起こっている。発震機構解を見ると、M6.5の初動解は東落ちの高角な横ずれ断層である。走向は日奈久断層のよりやや時計周りに回転している。一方、CMT解はほぼ日奈久断層走向と一致している。また、M7.3についてはその走向が初動解とCMT解でかなり異なることがわかる。

これらのことから、熊本地震の破壊過程は複雑であることが推定されるが、震源断面図からも熊本地震の断層構造の一部が明らかになった。日奈久断層側は北西側に傾斜した面

が明瞭に見られ、地表の断層トレースともおおよそ一致する。一方、布田川断層側では地震活動が低く、明瞭な面は認識できていない。前震・本震の地震時すべり分布（e.g., Asano and Iwata, 2016）を比較すると、地震時に大きくすべった領域では余震があまり発生していないようである。前震・本震の震源（初期破壊点）が位置している布田川断層と日奈久断層のジャンクション領域の深さ断面(図2)を見ると、前震の初動解の南東傾斜の節面や、本震の北北西-南南東走向のほぼ鉛直な節面に対応する地震列が認められ、さらにこれら以外にも複数の面が混在し非常に複雑な構造をしている事が明らかとなった。

(3) 熊本地震の発生場

この地域においては地震以前の発震機構解を用いて応力テンソルインバージョン解析がなされている。九州全体においては南北もしくは北北西-南南東の方向を向く主張力軸が大きな特徴として挙げられる。熊本地震の発震機構解もこの特徴を持っている。応力比の解析から、別府一島原地溝帯および震源域においては最大主圧縮応力と中間主応力が近い値を取ることが明らかになっている。これは、地震発生メカニズムとして横ずれ断層、正断層のどちらでも起こりうる応力場であることを示している。この応力場の状態が横ずれ断層や正断層成分を持つ地震が混在し、複雑な活動様式を示す 2016 年熊本地震に影響していると考えられる。

(4) 稠密地震観測

稠密地震観測測線は、日奈久断層帯の北部から日奈久断層帯・布田川断層帯の接合部を経て阿蘇山北側に至る約 65km の区間に設定し、観測点を 250m-500m 間隔で 225 箇所を設定し、観測点を 250m-500m 間隔で 225 箇所に設置した。また、測線周辺の 25 箇所にも面的に配置した。観測は、2016 年 4 月 30 日～5 月 29 日まで実施し、各観測点では、固有周波数 4.5 Hz の地震計によって上下動及び水平動の 3 成分観測を行った。

収録は、Geospace 社製の独立型レコーダである GSX-3 を用い、サンプリング周波数は、

測線上の 225 観測点では 500Hz、測線周辺の 25 観測点では 250Hz に設定して連続収録を行なった。

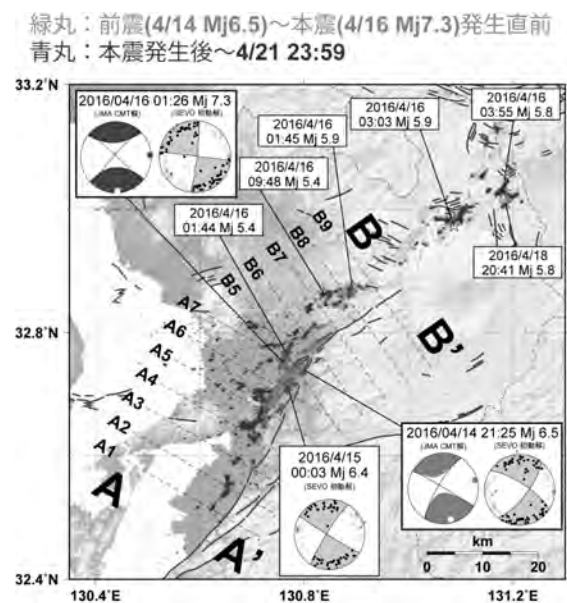


図1 2016年熊本地震発生から約1週間の高精度震源再決定結果。星は主要地震の震央を示す。

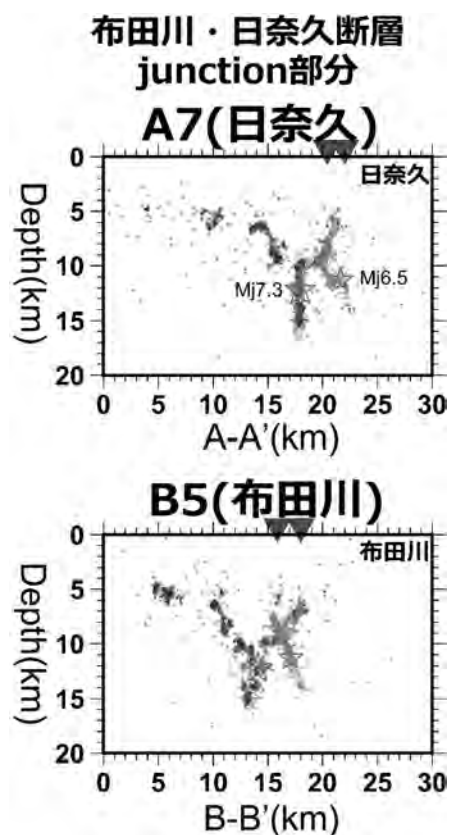


図2 布田川・日奈久断層のジャンクション領域における深さ断面。断面の位置は、それぞれ図1のA7とB5に対応。

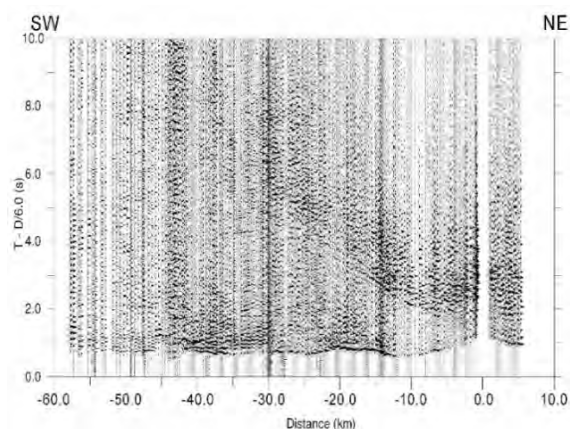


図3 観測波形例（上下動成分）（震源時：2016/5/5 3:17:10.23，Latitude: 33.0335° N Longitude: 131.1548° E 8.8 km deep, $M_{JMA}=3.4$ ）。横軸は震央距離，縦軸の時間は原点が震源時に対応する。振幅はトレースごとに最大振幅値で規格化して示してある。波形記録にはフィルター処理を施していない。

気象庁一元化震源リストによると，観測期間中に余震域を含む研究対象地域（緯度 32.6°-33.2°N: 経度 130.5°-131.3°E）では $M_j 1.0$ 以上の地震の震源が 920 個決定されている。稠密余震観測で得た連続記録から，これら地震の震源時刻に従って，イベント毎へのデータ編集を実施した。観測波形の一例を図3に示す。得られた記録は良好で，初動が明瞭に観測されている。

(5) 比抵抗構造

従来までに別府－熊本にかけて行われている比抵抗構造調査のデータを総合的に解析し，比抵抗構造を得た(Aizawa et al., 2016)。247 点での広帯域 MT 観測 (0.005-3000 秒) のデータを解析からの結果を図4に示す。これによると，2016 年熊本地震は低比抵抗と高比抵抗の境界部分に発生する結果が得られた。1975 年 1 月 23 日の阿蘇北部地震 ($M_{JMA} 6.1$)、4 月 21 日の大分県西部地震 ($M_{JMA} 6.4$) の震源も同様に低比抵抗体の周辺部に位置していた。これら比抵抗構造と震源の関係は，過去の内陸地震発生域で行われた比抵抗構造研究の結果と同様であり，比抵抗構造から地震発生の可能性が相対的に高い地域を予測できる可能性を示している。

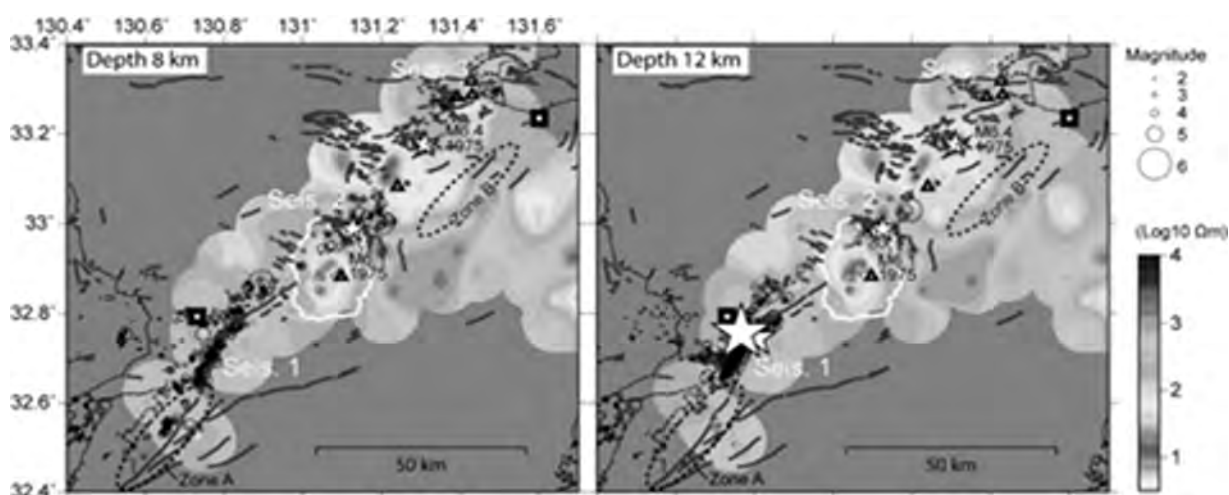


図4 比抵抗構造と震源分布の比較

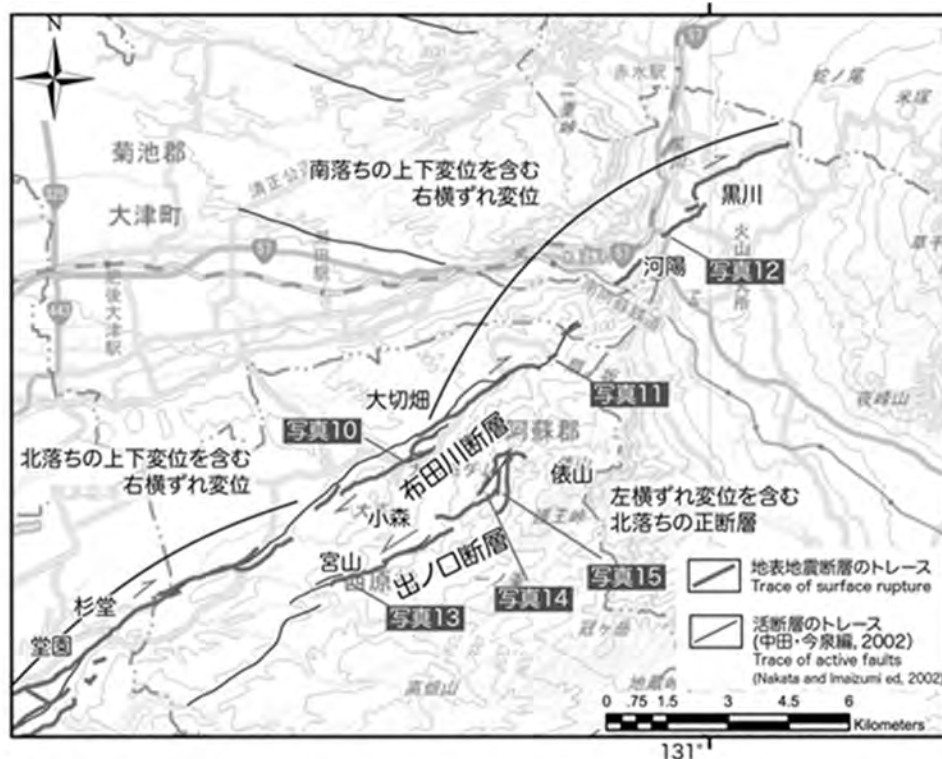


写真 10 西原村大切畑の断層変位



写真 11 依山トンネル内の右横ずれ変位



写真 12 南阿蘇村河陽の右横ずれ変位



写真 13 西原村宮山の左横ずれ成分を含む正断層崖



写真 14 西原村小森牧野の逆向き正断層崖



写真 15 西原村小森牧野の正断層崖

図 11 地表地震断層の特徴（北部）と現地写真

なお、渡辺ほか（1979）では、堂園から木山にかけて Aso-4 火砕流台地と沖積低地間の崖を木山断層として推定しており、今回の地表地震断層の位置に近い。木山断層は Aso-4 火砕流の上下変位を指標とした南落ちの断層を想定しているが、今回の地表地震断層は右横ずれ変位が卓越していることや、上陳と堂園の間にある Aso-4 火砕流台地の中を横切っていることから、推定されている木山断層の変位様式とは大きく異なる。

一方、益城町福原や下陣などでは、北東-南西走向の右横ずれ変位をもつ地表地震断層が雁行する箇所、北西-南東走向の短い断層が認められ、断層上では左ずれ変位が認められた。この走向と向きであれば、今回の地震で生じた南北方向に張力が働くことで生じる断層の形状といえ、主断層に対する共役な断層とみなすことができる。

右横ずれの変位量は、震央から 8 km 離れた地点からおおよそ 1 m 以上となり北東に向かって大きくなる傾向が見られる。この傾向は防災科学技術研究所が解析した断層面上の最終すべり分布と概ね一致している。布田川断層沿いの上下変位は、南部では南西側上がり、北部では北東側上がりの傾向が認められ、右横ずれ断層に伴う垂直変位のパターンと調和的である（図 11）

14 日の地震では日奈久断層北部（白旗-高木区間）や布田川断層南部で地表地震断層が生じ、同じ線上で 16 日の地震に伴いより大きい変位が生じたことが、断層近傍の地元の方からの聞き取り調査で明らかになっている（図 9）。従って、「前震」に伴って動いた部分を含めて「本震」に伴うずれが生じた、珍しい例といえる（Sugito et al., 2016）

一方、カルデラ内の南阿蘇村黒川から阿蘇市内牧にかけて、両側に開くような開口亀裂の列が断続的に続いている。これが断層変位によるものなのか、あるいは軟弱な地盤が強い震動で水平方向に動く、断層起源ではない表層の動きである「側方流動」であるのかは、明確な答えを出すことは難しい。

さらに、特に熊本市健軍から北西に向かって白川左岸まで断続的な開口亀裂があること、亀裂がある箇所では墓石の倒壊や高層建造物の傾動など、局地的に被害が生じていることも明らかとなった（図 12, Goto et al., 2017）。このトレースは段丘地形を变形させる活断層の撓曲崖であり、今回の地震に伴って活断層のトレース上で微弱な地表変位が生じたとみられる。

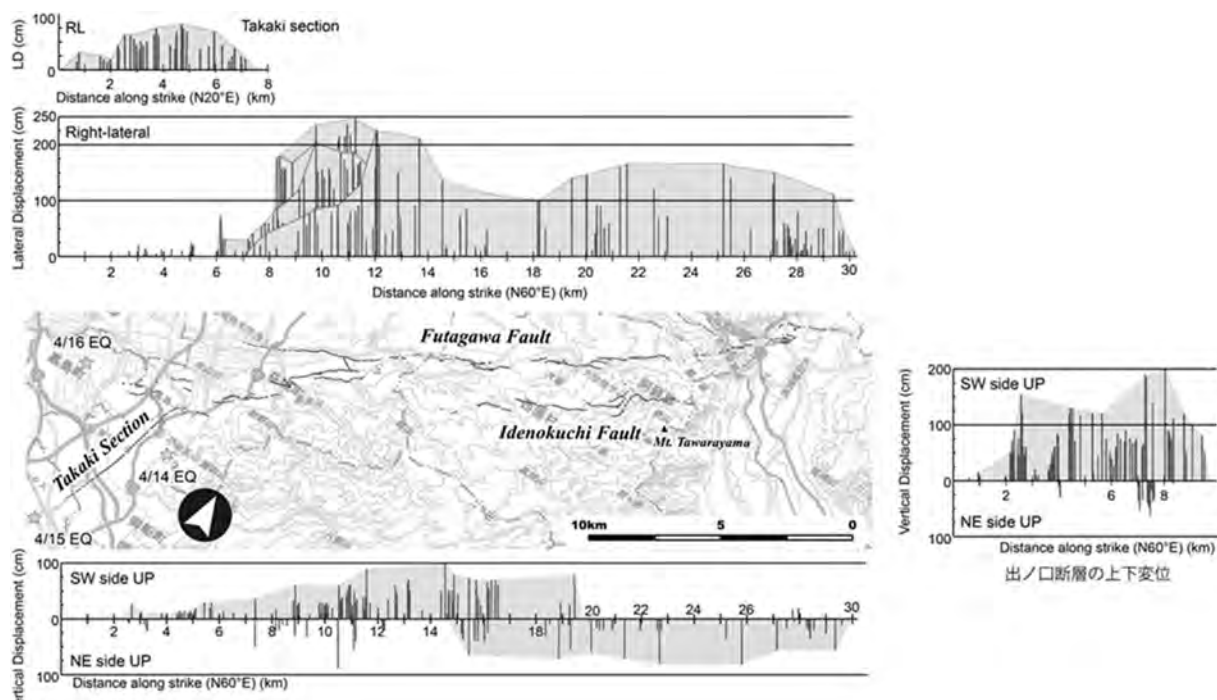


図 12 地表地震断層に沿う断層変位分布

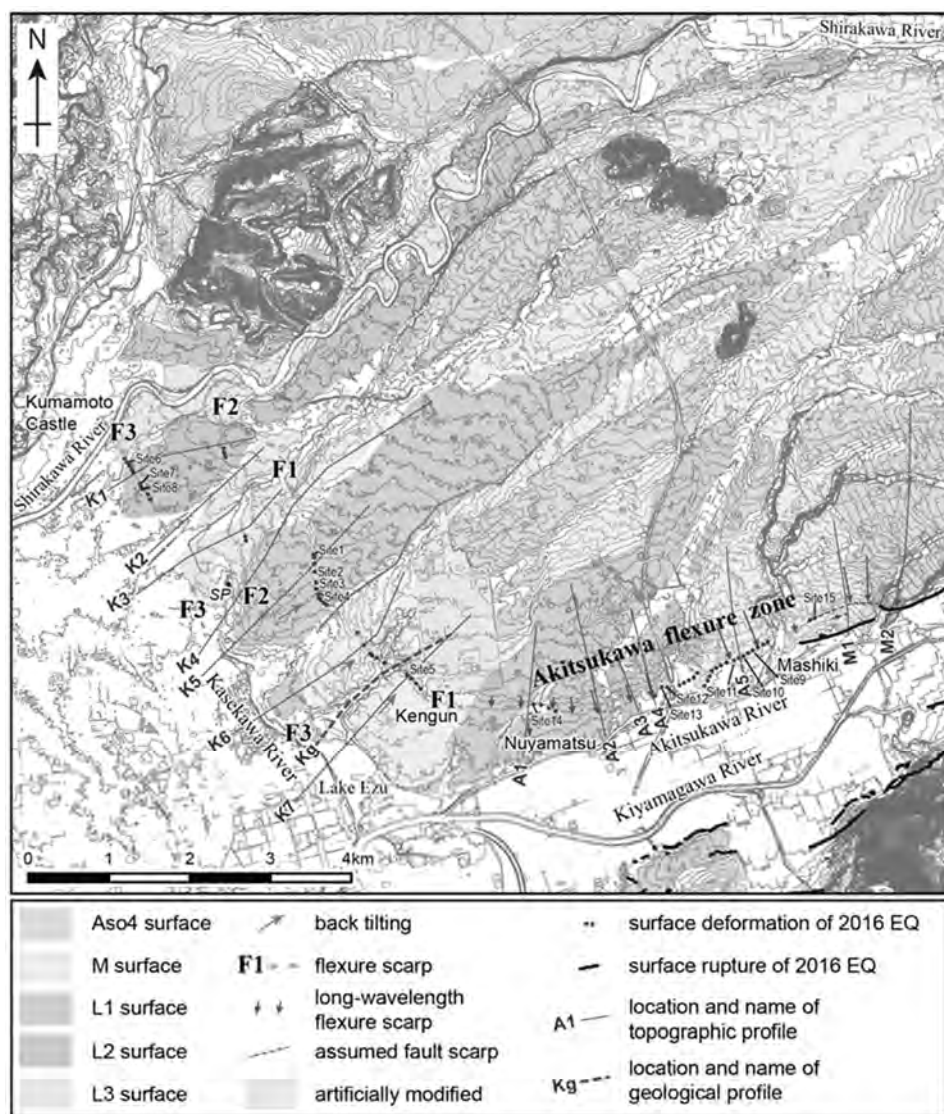


図 13 熊本市内における地表地震断層の出現位置と活断層の位置
(Goto et al., 2017)

3. GNSS および変動地形学的手法を用いた地殻変動調査

3.1 GNSS による地殻変動観測

2016 年 4 月 14 日に M6.5 の地震が熊本地方に発生し、震度 7 を記録した。翌 4 月 15 日午後には余効変動を観測する目的で GNSS 連続観測点を 1 点設置した。4 月 16 日未明に M7.3 の熊本地震が発生し、それとともに大分地方でも地震活動が活発化した。そのため、8 大学が共同し、余効変動と大分地方での地震活動と地殻変動の観測を目的として GNSS 連続観測点をさらに 20 点設置し、観測を継続している。本震発生後 4 月 17 日から設置を開始し、4 月 28 日に 21 点目の設置を終え、観測を開始した。GNSS のデータは数ヶ月に一度現地に行き、回収し、鹿児島大学に送られている。鹿児島大学では、国土地理院から GEONET のデータを、気象庁から常時観測されている火山に設置された GNSS データの提供を受け、さらに、地震発生前より九州大学、京都大学、鹿児島大学で行っていた GNSS 共同観測のデータとあわせて、解析を行っている。図 5 に解析を行っている観測点を本研究で設置した 21 観測点とともに示す。解析は Bernese GNSS Software V5.2 を使用し、CODE 精密暦、CODE 地球回転パラメータを用い、各観測点の座標値を 1 日ごとに推定している。大気伝播遅延量は VMF1 マッピング関数を用いて 2 時間ごとに、その勾配は 1 日ごとに推定している。

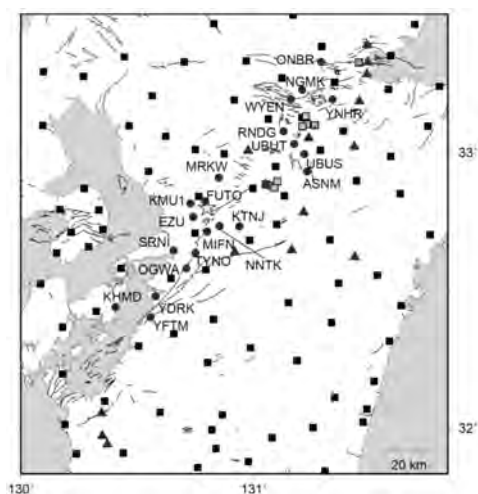


図 5. 本研究で設置した GNSS 連続観測点(青丸)、九大・京大・鹿大(青三角)、GEONET(黒四角)と気象庁(灰色四角)の GNSS 連続観測点の配置を示す。黄色星は本震の震央位置を示す。

解析された観測点の時系列を図 6、図 7 に示す。余効変動が観測されていることがわかる。しかし、その変動は日奈久断層帯を挟んで違いが見られる。日奈久断層帯の南東にある観測点では、大きな余効変動が観測されており、特に南北方向には現在の余効変動が継続し、本震発生後 14 か月で 14 cm 変位している(図 6)。日奈久断層帯の北西に設置された観測点では、本震発生後数か月南北成分で顕著に余効変動が観測されていたが、多くの観測点で余効変動が収束したようにみえる。

2017 年 1 月 29 日より GNSS の座標系が ITRF2014 に変更された。図 6、7 で 2017 年 1 月 29 日にみられるステップは座標系の変更に問題があると考えられる。

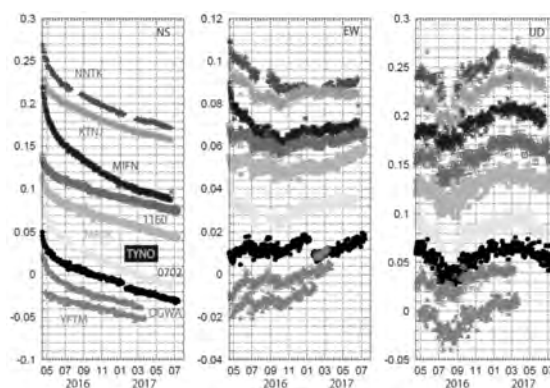


図 6. 本震後の観測点位置の変化(日奈久断層帯の南東にある観測点)。

左から南北成分、東西成分、上下成分を示す。

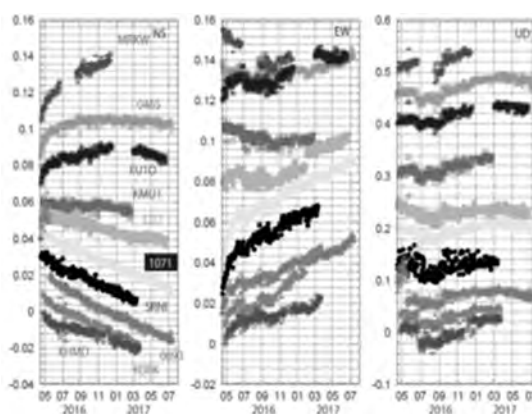


図 7. 本震後の観測点位置の変化(日奈久断層帯の北西にある観測点)。左から南北成分、東西成分、上下成分を示す。

※本調査研究は、以下のメンバーによって実施された：中尾茂 1, 松島健 2, 田部井隆雄 3, 大久保慎人 3, 山品匡史 3, 大倉敬宏 4, 西村卓也 5, 澁谷拓郎 5, 寺石眞弘 5, 伊藤武男 6, 鷺谷威 7, 松廣健二郎 6, 加藤照之 8, 福田淳一 8, 渡邊篤志 8, 三浦哲 9, 太田雄策 9, 出町知嗣 9, 高橋浩晃 10, 大園真子 10, 山口照寛 10, 岡田和見 10 (1. 鹿児島大学, 2. 九州大学, 3. 高知大学, 4. 京都大学, 5. 京都大学防災研究所, 6. 名古屋大学, 7. 名古屋大学減災連携研究センター, 8. 東京大学地震研究所, 9. 東北大学, 10 北海道大学)

3.2 2016 年熊本地震の地表地震断層の分布と その特徴

1. 調査の経過と目的

2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分、熊本地方を震源とする気象庁マグニチュード（以下 Mj）6.5 の地震が発生し、その 28 時間後の 16 日深夜 1 時 25 分、Mj7.3（Mw7.0）の直下型地震に伴い、長さ 30km に及ぶ地表地震断層が生じた。地震発生以降、主に大学の研究者からなる総勢 14 大学・機関、24 名の大学合同調査グループをつくり、長さ 30km にわたる地表地震断層の全体像を把握することを目指した。大学合同調査グループは、以下のメンバーからなる。熊原 康博（広島大学）、後藤 秀昭（広島大学）、中田 高（広島大学）、石黒 聡士（当時愛知工業大学、現愛媛大学）、石村 大輔（首都大学東京）、石山 達也（東京大学）、岡田 真介（東北大学）、楮原 京子（山口大学）柏原 真太郎（千葉大学）、金田 平太郎（千葉大学）、杉戸 信彦（法政大学）、鈴木 康弘（名古屋大学）、竹竝 大士（岡山大学）、田中 圭（一般財団法人日本地図センター）、田中 知季（千葉大学）、堤浩之（当時京都大学、現同志社大学）、遠田 晋次（東北大学）、廣内 大助（信州大学）、松多 信尚（岡山大学）、箕田 友和（鹿児島大学）、森木 ひかる（岡山大学）、吉田 春香（福岡県立八女高等学校）、渡辺満久（東洋大学）

2. 震源周辺のテクトニクス

今回熊本地震をもたらした布田川・日奈久断層帯は、いわゆる「別府・島原地溝帯」2) の南縁近くを通り、本震発生後に発生した数多くの余震も、本震の震央

から北東に向かって別府・島原地溝帯の中で発生している（図 8）。別府・島原地溝帯は、その名の通り、別府から島原にかけての地域にあたり、鶴見、九重、阿蘇、雲仙の活火山が点在すること、東西走向の正断層群（別府・万年山断層帯）が多数認められること、負のブーゲー重力異常が認められ新しい火山岩類によって充填されていることなどの特徴がある。また、熊本地震前から比較的浅い微小地震が別府・島原地溝帯周辺で集中的に発生しており、微小地震の発震機構からは、震源域では、垂直応力と水平最大圧縮応力がほぼ同じであり、横ずれ断層と正断層とも生じうる場であることが示されてきた 3)。水平圧縮に伴う横ずれ断層や逆断層が多い日本列島の中で異なる地域といえる。

巨視的に見ると、別府・島原地溝帯や布田川・日奈久断層帯は、四国から延びる中央構造線活断層系の南西延長、海洋底が拡大しつつある背弧海盆の沖縄トラフの北東延長にあり、二つの構造をつなぐ位置にあたる。別府・島原地溝帯の成因については、沖縄トラフが九州中部にまで延びているとする考え 4, 5) がある一方、布田川断層を含む「大分・熊本構造線」の右横ずれ運動に伴う基盤の落ち込みが生じるブルアパートベイズンの形成と島弧の火山活動が長期にわたり継続したため 6) とする考えなどが知られている。ただし、別府から阿蘇にかけては、明瞭な右横ずれ変位を示す活断層は知られていない。

規模の大きい（マグニチュード 5 以上）の歴史地震の震央位置をみると、別府・島原地溝帯周辺で比較的多く発生していることがわかる。なお今回の布田川・日奈久断層帯沿いでは、1911 年に発生した M5.7 の地震と 1937 年に発生した M5.1 の地震があるが、熊本地震のような規模の地震は、これまで知られていない。

3. 布田川・日奈久断層帯

布田川・日奈久断層帯は、平成 14 年に出された地震調査研究推進本部地震調査委員会の「布田川・日奈久断層帯」の評価によれば、南阿蘇村長陽から八代海南部に至る長さ 101km に及ぶ。布田川断層は主に北落ちの右横ずれ断層である（渡辺ほか、1979）。「九州の活構造」、「新編日本の活断層」、「活断層詳細デジタルマップ」、都市圏活断層図「熊本」などでは、写真判読による変動地形の認定から活断層の分

布や変位様式を明らかにしたが、基本的には渡辺ほか(1979)の結果とは大きく変わらない。ただし、「デジタル活断層アトラス」と都市圏活断層図「熊本」が、渡辺ほか(1979)のトレースと大きく違うのは、益城町の中心地がある Aso-4 火砕流台地と低地の間の崖に沿う木山断層がないことである。布田川断層の北延長はカルデラ内部にも達する。白川がカルデラ壁を横切る地点(南阿蘇村立野)が、布田川断層がカルデラ壁を横切る地点と一致するのは、カルデラ壁が断層変位を受けて周囲のカルデラ壁よりも最も低くなり、結果としてカルデラ内に溜まっていた水が流出したためと見られる。布田川断層の東には、布田川断層と平行する、出ノ口断層も扇状地を北落ちに変位させる断層として「九州の活構造」などに記載されている。日奈久断層は、御船町高木から田浦町御立(おたち)岬付近までの区間で、千田(1979)に断層変位地形が記載され、右横ずれ変位が卓越することが明らかにされ、「九州の活構造」、「新編日本の活断層」、「活断層詳細デジタルマップ」でも分布や変位様式が示されている。

地震調査研究推進本部地震調査委員会は、平成 25 年 10 月にそれまでの一連の断層帯としていた「布田川・日奈久断層帯」を、布田川断層帯、日奈久断層帯と 2 つに分けて、改めて評価を行った。区分を変更した大きな理由は、従来の布田川断層より西部において、宇土まで延びる重力異常の急変帯の存在を活断層として認定したことである。しかし重力異常の急変帯は活断層としての証拠として不十分であることや、熊本地震に伴って生じた地表地震断層のトレースも新たに認定した範囲では認められないことを考えると、平成 14 年の評価の方が適切であると考え。従って、本報告では、両断層が一連の断層帯とみなす、「布田川-日奈久断層帯」の名称を用いている。なお、便宜上、本報告では、嘉島町井寺から南阿蘇村まで北東-南西走向の断層を布田川断層、御船町高木から南方へ延びる北北東-南南西走向の断層を日奈久断層に属するものとした(図 9)。

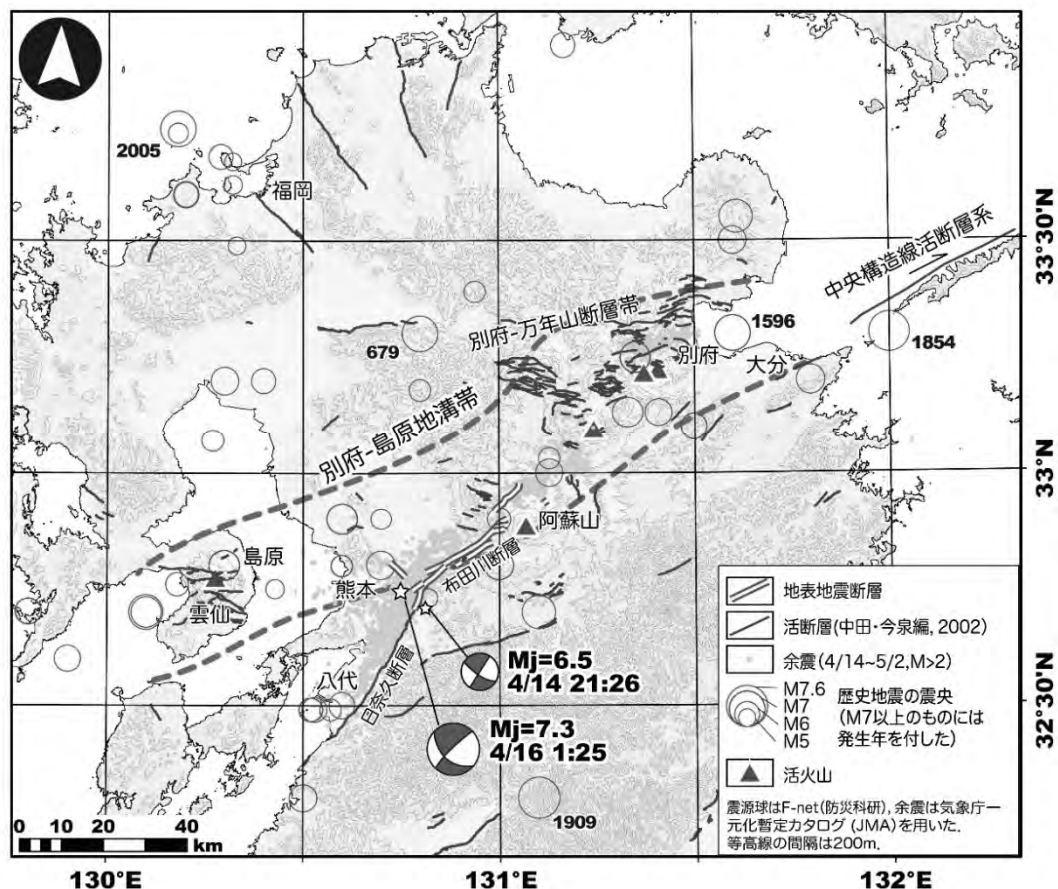


図 8 熊本地震の本震・前震、余震分布及び、九州北部の活断層、火山、歴史地震の分布

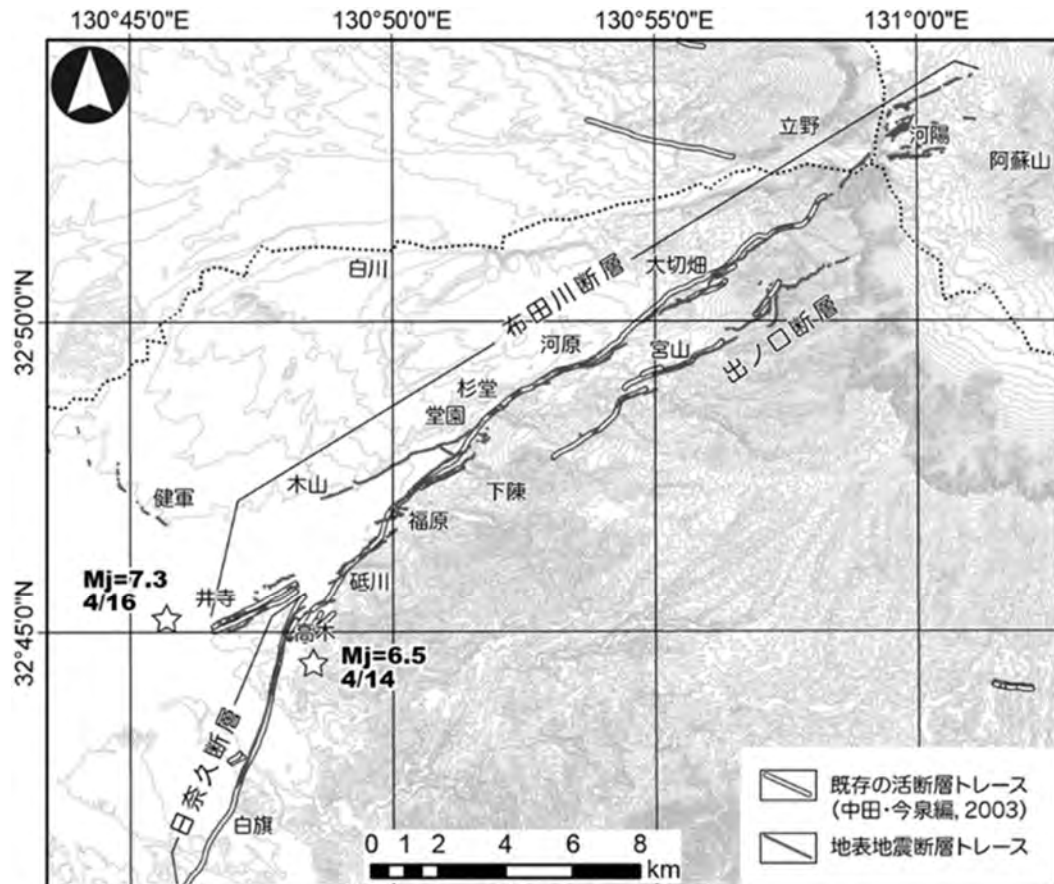


図9 地表地震断層のトレースと既存の活断層トレース

4. 熊本地震

今回の地震の特徴として、Mj6.5（モーメントマグニチュード（以下 Mw）6.2）という比較的大きな直下型地震（深さ 11km）が起きた 28 時間後に、阪神淡路大震災と同程度の規模である Mj7.3（Mw7.0）の大きな直下型地震（深さ 12km）が続けて起きたという点にある。特に益城町内では震度 7 の揺れが 1 日をおいて 2 度も襲われた。

防災科学技術研究所の広帯域地震観測網による地震の発震機構と余震分布からは、14 日の地震の震源断層は、ほぼ垂直な断層面をもつ北北東-南南西走向の右横ずれ断層であった。一方、16 日の地震の震源断層は、84 度北西に傾斜する断層面をもつ北東-南西走向の右、正断層成分を含むものであった。14 日の地震は、日奈久断層北部から布田川断層南西部、16 日の地震は、日奈久断層北部と布田川断層全体で活動したと考えると調和的である。地震調査研究推進

本部地震調査委員会によると、14 日と 16 日の地震は、北北西-南南東方向から南北方向に張力が生じた結果であるとしている。

5. 地表地震断層の特徴（図 10、図 11）

熊本地震に伴って発生した地表地震断層の特徴をまとめる。地表地震断層は、日奈久断層北部から布田川断層や出ノ口断層に沿って、ほぼ連続的に生じ、その長さは約 31km である。多くの地点で右横ずれ変位が認められ、最大右ずれ変位量は益城町堂園で約 225cm である。なお、出ノ口断層に沿っては、一部左横ずれ変位を伴う北西落ちの正断層変位が認められる（Toda et al., 2016）。今回のずれの範囲や変位量からみて、日奈久断層北部から布田川断層の活断層地形をつくってきた断層運動が今回生じたと見ることができる。なお、上陳から益城町市街地のある木山までは、沖積低地から Aso-4 火砕流台地の基

部に向かって、地表地震断層が認められた。この範囲は、「活断層詳細デジタルマップ」、都市圏活断層図「熊本」では、活断層トレースとして図示していない。

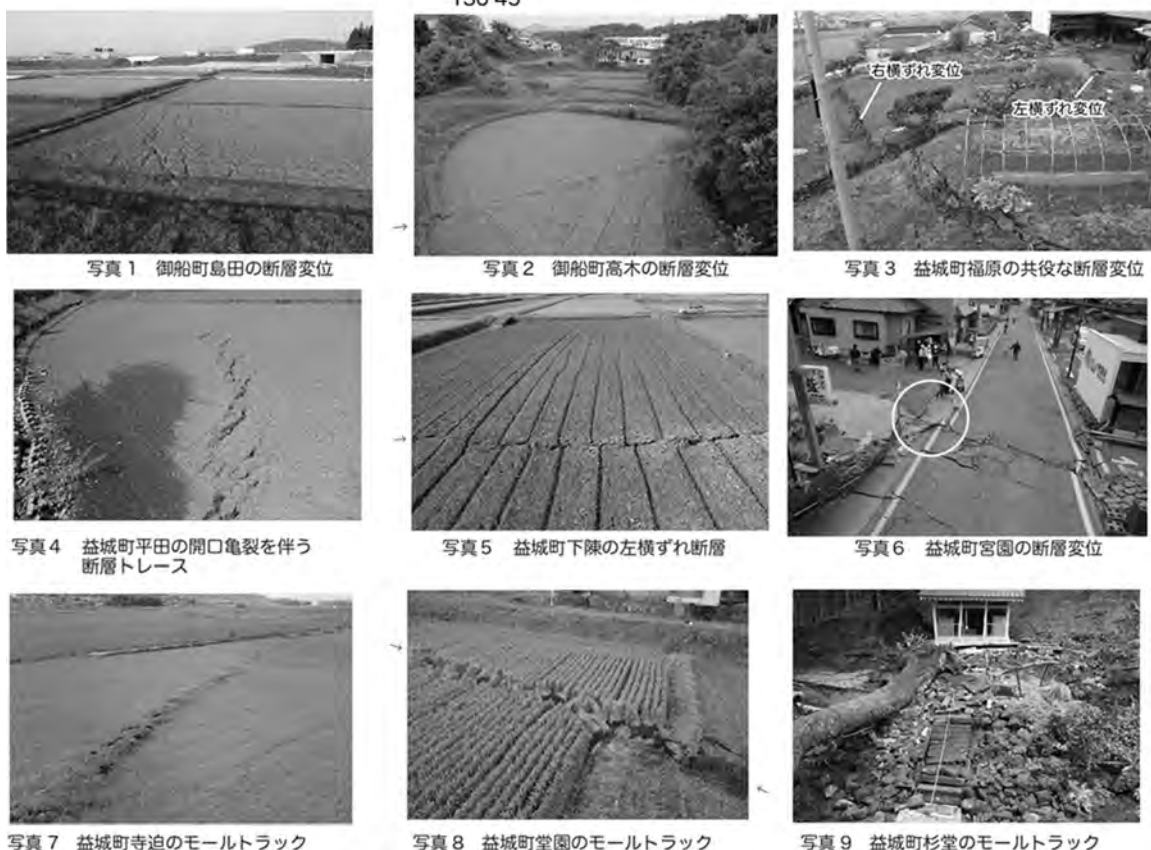
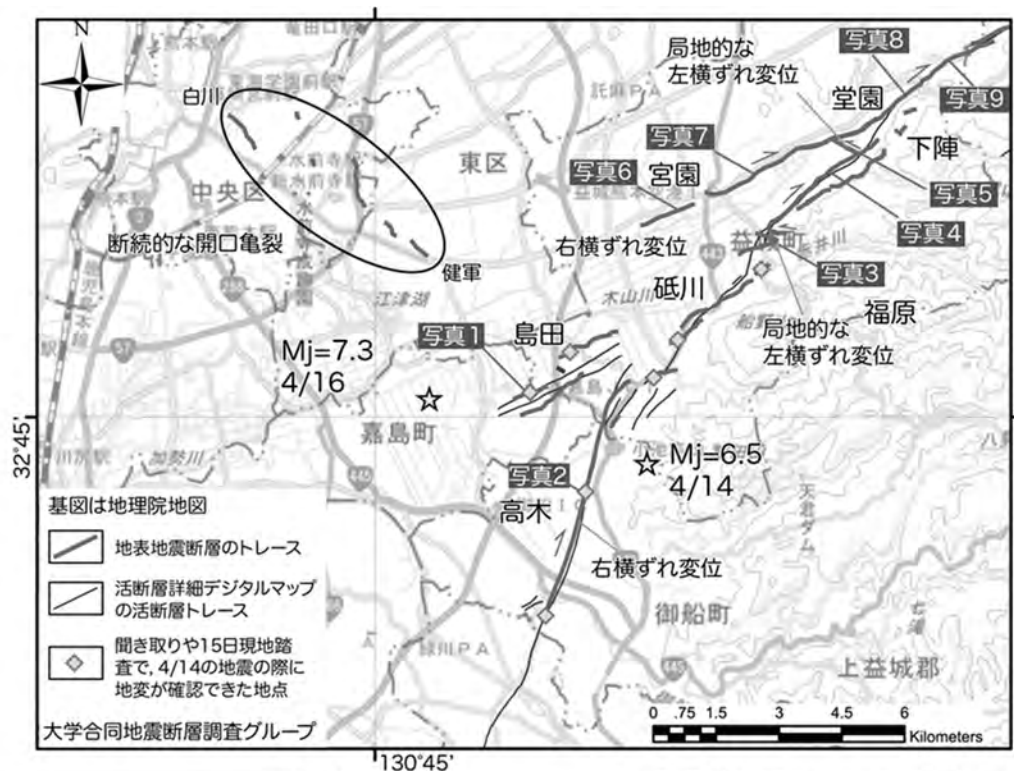


図 10 地表地震断層の特徴（南部）と現地写真

4. 阿蘇山における地震・火山活動の変化と大きな地震の発生に伴う火山活動への影響調査 -2016 年熊本地震以降の阿蘇火山の活動について-

(1) 近年の阿蘇火山の活動概要

阿蘇山では、2014 年 11 月 25 日から始まったマグマ噴火が 2015 年 5 月まで継続し、その後は火口内で水蒸気噴火を繰り返す様式へと推移した。2015 年 9 月 14 日と 10 月 23 日には少量のマグマが関与した水蒸気噴火が起き、小規模な低温の火砕流も発生した。これら一連の水蒸気噴火活動は 2016 年 3 月まで継続した。2016 年 4 月 16 日の熊本地震本震後にごく小規模な噴火が起こったが、地震後の火山活動の高まりはしばらく認められなかった。そして地震の半年後の 2016 年 10 月 8 日に爆発的噴火が発生し、一連の噴火活動が終了した。

2014 年 11 月のマグマ噴火、2015 年 9 月、10 月の水蒸気噴火いずれにも、草千里下のマグマ溜まりの膨張を示す地殻変動、中岳火口直下約 1km のクラック状火道を震源とする長周期微動の活発化、火口浅部での短周期連続微動の振幅増大が観測されていた。

(2) 火山観測網

熊本地震本震後に火口周辺施設では停電および無線 LAN と電話回線の途絶、またデータを集約していた火山研究センターの被災のため一時的に結束状態が続いていた。また、一部の観測機器も被災した。そこで、仮事務所の開設とともにソーラーパネルとバッテリーを用いた電源強化と携帯電話回線を用いたデータ転送により観測体制の復旧を行なった。また、2016 年 6 月に、広帯域地震観測点(KAFT)を増設し水平動一成分が故障した本堂観測坑道 STS1 の代替えとして Trillium 120QA を設置した。図 14 に広帯域地震観測点分布図を示す。

(3) 熊本地震直後の火山活動

本震後の 4 月 16 日 08:30JST に気象庁より阿蘇火山の噴火が報告されている。また、この日の午前 5 時 30 分には、有色噴煙が北方にたなびいているのが南阿蘇村河陽で確認されている。しかし、その流れ方からは、噴出の勢力は前日までの噴気と同程度であることが推測された。4 月 19 日に火口周辺の調査を実施した結果、中岳第一火口の火口壁の複数箇所が崩落していることが確認された。また、新たな噴気孔は確認されず、既存の噴気が

若干

拡大し、その周りに茶褐色の土砂が堆積していた。本震により崩落した土砂が噴気孔をふさぎ、一時的に圧力の高まった噴気が、火道を削り土砂を巻き上げるなどの現象が発生していたと推定される。

熊本地震本震の断層運動により阿蘇火山の草千里直下のマグマ溜まりが変形し、若干膨張することが示されている(Ozawa and Fujita 2016)。しかし、地震直後には火山活動の活発化をしめす長周期微動の活発化は確認されなかった(図 15)。



図 14. 火口周辺の広帯域地震観測点

KSM,UMA,MNT,KAE2 では地震時に途切れることなくデータ収録された。KAFT には 2016 年 6 月 7 日に設置(それまでは短周期地震計と空振計のみ)された。Yamamoto et al.(1999)によるクラックと茂木ソースの位置が示されて

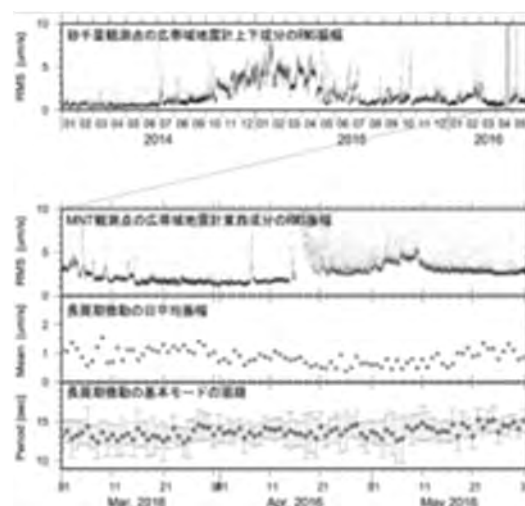


図 15. 熊本地震をはさんだ 2 ヶ月の長周期微動の活動変化

上段は砂千里観測点(SUN)の上下動 RMS 振幅(2014.01.01~2016.05.31)。MNT 観測点の各種変化図からは、短期的には浅部火道内の流体組成・温度が地震によって変化していないことが読み取れる。

4月16日から4月下旬にかけて、2Hz、3Hz等に明瞭なスペクトルピークをもつ短周期の火山性微動が連続的に発生した。しかし、同様の連続的な火山性微動は、3月9日13時台～15時台などにも断続的に発生しており、この微動が熊本地震の影響を受けて発生したものとは断定できない。

(4) 2016年10月8日の爆発的噴火

熊本地震本震以降、阿蘇火山周辺のGPS観測点では地震の余効変動が観測されていた。この変動はマグマ溜まりをはさむ基点間の一部では伸びとなるため、マグマ溜まりの膨張との区別をつけにくい状態が続いていた。しかし、2016年7月以降に基線長の伸張速度がこれまでより大きくなり、余効変動だけでは説明できない状態になった。また同時期にマグマ溜まりの膨張（マグマ溜まり側隆起）をしめす傾斜変化が現れはじめた（図16）。これらのことから、2016年7月以降にマグマ溜まりの膨張が再開したと考えられる。また、2016年10月はじめから長周期地震やB型地震の活発化も観測された。短周期連続微動の振幅も10月5日から増大しはじめた。10月8日の爆発的噴火の前にも、これまでの噴火と同様な前兆的変動が観測されていたことになる。そして10月7日に二酸化硫黄放出量の増大(15000t/day)がとらえられ、同日21時52分の噴火に至った。その後、火口直下の膨張を示す傾斜変動と長周期パルスの発生をへて、10月8日01時46分に爆発的噴火が発生した。噴火前に火山活動活発化を示す異常がとらえられていたが、火山活動に関する情報を一般社会に伝達することなく噴火を向かえた。このことには、火山噴火警戒レベルが2015年11月23日以降2の状態が継続されていたことや、熊本地震の被害により、火口へいたる道路すべてが夜間通行止めであったことも関係していると考えられるが、噴火規模の予測には大きな課題が残されている。

この噴火では噴煙高度が11000mに達し、降灰は香川県でも観測された。現地調査によると、噴火による噴出物の総量は60～65万トンと推定されており（宮縁・他 JPGU 2017）、1979年9月6日のマグマ水蒸気噴火（約40万トン）や1990年4月20日のマグマ水蒸気爆発（約90～120万トン）と同程度の噴火である。

(5) 布田川断層での地震活動と阿蘇火山の活動

地震調査推進本部(2012)によると、布田川断層における直近の地震は2200年前から6900年前の間に発生している。阿蘇火山の同時期の活動は、宮

縁・星住（2013）、宮縁（2017）などにまとめられており、この時期に杵島岳や米塚などで少なくとも6回のマグマ噴火が発生していることから、この噴火のうちのどれか一つが前回の布田川断層での地震活動と関連している可能性がある。過去の地震と火山噴火にどのような因果関係があったかを調べるためにも、布田川断層の活動時期を精度良く決定することが重要であろう。

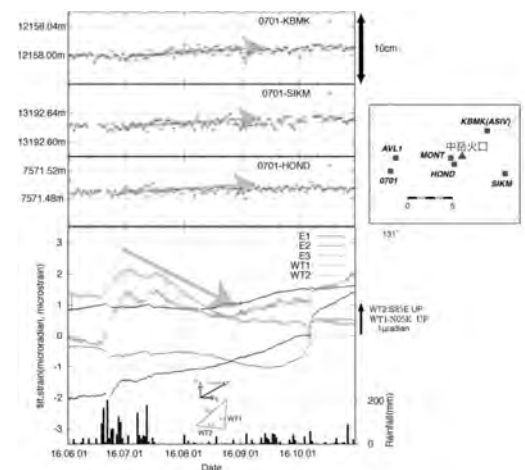


図 16. GPS 基線長変化図と観測坑道における傾斜計・伸縮計データ(2016.06.01～10.31)。基線長の伸びの加速とマグマ溜まり膨張を示す傾斜変化が2016年7月頃から観測されている。

5. 災害調査・強震動観測による強震動発生特性調査

5.1 強震動から推定した震源破壊過程

東京大学地震研究所のグループは、震源モデルの推定と特定の地域に集中した強震動分布の成因を推定した。2016年4月14日から16日にかけて発生した M_{JMA} 6.5, 6.4 および 7.3 の地震を中心とする熊本地震では、熊本県益城町や熊本県西原村で震度7が複数回観測され、大きな被害をもたらした。こうした震源近傍の強地震動や、それに伴う被害の解釈には震源過程解析を行うことが不可欠であるので、強震、遠地、測地データを用いたジョイントインバージョンを行った。断層モデルの構築にあたっては、地表地震断層位置、余震分布、SAR 解析結果などを考慮に入れると、4月15日の地震を除いて単純な1枚の平面で表現することが難しいため、日奈久断層帯の接合部および阿蘇カルデラ内で分割して複数のセグメントで表現した。インバージョンの結果によれば、3地震の同じ断層面上のすべり分布はほぼ相補的であった。また、震度7の強震動を起こした4月14日と16日の地震では、どちらも主な断層破壊がやや深い破壊開始点から震度7の地点に向かって、北東方向上向きに伝播していたことがわかった。

また、集中した強震動分布の成因については、以下が考えられる。たとえば4月16日の地震は実質的な断層長さが40~50 km あり、破壊開始点は南西端に近い地点にあるので、横ずれ断層地震のディレクティビティ効果によって兵庫県南部地震並みの長い強震動分布が、断層破壊の進展した北東方向に現れるはずだが、実際の強震動分布は益城町と西原村の周辺に集中したものであった。また、ディレクティビティ効果による速度パルスもこの集中した強震動分布の中にしか現れなかった。この矛盾の原因を上記のインバージョン結果から推定すると、今回の地震の断層破壊では北東方向の横向き伝播だけではなく、やや深い破壊開始点から上向きに伝播する成分が大きいことが影響したと考えられる。その結果、強震動分布は地表面で打ち切られ、破壊開始点からこの打ち切り点までが強震動域となった。4月14日の地震も規模は小さいが同様の現象が起きたと見られる。

一方、京都大学防災研究所のグループは、強震波形記録を用いて4月14日21時26分の地震と4月16日1時25分の地震の震源破壊過程を推定した (Asano and Iwata, 2016)。解析方法はマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法 (Hartzell and Heaton, 1983) を用い、強震波形記録に適用した。時空間の平滑化は Sekiguchi *et al.* (2000) に従い、平滑化の強さと第1タイムウィンドウフロントの伝播速度は ABIC 最小規準 (Akaike, 1980) によって決定した。

4月14日21時26分の地震は、地震直後の余震分布及び防災科学技術研究所 F-net のモーメントテンソル解の情報から、日奈久断層帯北端部付近でのほぼ鉛直の断層面 (走向212度、傾斜89度、長さ14 km、幅13 km) を仮定し、13地点の強震記録から得られた速度波形3成分 (0.05-1 Hz) を解析した。深さ11.4 km の破壊開始点付近にすべりの大きな領域が見られたほか、北東側のやや浅い部分 (深さ5 km 程度) にもすべりの大きな領域がみられた (図17右下)。

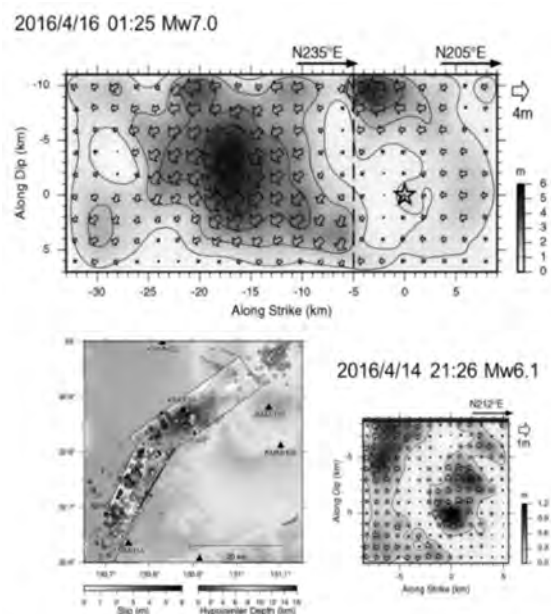


図17 (上) 2枚断層モデルを仮定した4月16日1時25分の地震 (Mw7.0) の最終すべり分布。(左下) 4月14日21時26分の地震 (青) と4月16日1時25分の地震 (赤) の断層面の位置及び24時間以内の余震の震央。(右下) 4月14日21時26分の地震 (Mw6.1) の最終すべり分布。

地震モーメントは 2.04×10^{18} Nm (Mw6.1), 平均すべり量 0.36 m, 最大すべり量 1.2 m であり, 右横ずれのすべりが主であった。最適な第 1 タイムウィンドウフロントの伝播速度は 2.2 km/s と推定された。なお, すべり分布と直後の余震分布の関係は相補的であるとともに, 1999 年から 2000 年のまとまった地震活動の震源は 4 月 14 日の地震のすべりの大きな領域の外側を取り囲むように分布している。

4 月 16 日 1 時 25 分の地震については, 日奈久断層帯北部(走向 205 度, 傾斜 72 度, 長さ 14 km, 幅 18 km)と布田川断層帯(走向 235 度, 傾斜 65 度, 長さ 28 km, 幅 18 km)に沿った 2 枚の断層面からなるモデルを設定し, 15 地点の強震記録から得られた速度波形 3 成分 (0.05-0.5 Hz) を解析した。破壊は日奈久断層帯北部の深部から開始し, 布田川断層帯に移った破壊は断層深部から北東にユニラテラルに伝播しつつ, 浅い方向へ広がり, 布田川断層帯の延長にある阿蘇カルデラ西部で破壊は停止した。最大すべりを伴うサブ断層の深さは約 8~10 km であり, モーメントテンソル解のセントロイドが深めに決まっていることとも調和的である。地震モーメントは 4.50×10^{19} Nm (Mw7.0), 平均すべり量 1.9 m, 最大すべり量 5.1 m であった。最適な第 1 タイムウィンドウフロントの伝播速度は 2.4 km/s である。以上の結果から, 日奈久断層帯北部での前震活動を伴い, Mw7.0 の地震時には日奈久断層帯北部から布田川断層帯にかけて, 連続的に破壊が伝播した。断層面の傾斜が異なることから明らかなように, 4 月 14 日と 16 日の地震は近接した異なる断層面を破壊したものと考えられる。

震源断層近傍における地震動の再現性を向上させるため, 本震の震源過程の解析について, 本科研費による大学合同地震断層調査グループ(熊原・他, 2016)による詳細な地表地震断層トレース及び余震分布を考慮し, 断層面の再設定, 及びそれを用いた再解析を実施した。また, 断層近傍域における断層の有限性が地震動波形に及ぼす効果を適切に表現するため, 震源過程の解析手法を改良し, 断層面を離散化する点震源を 0.2 km 間隔で高密度に配置し, モデルパラメータを定義する Control Point は従来の解析と同程度の 1.8 km 間隔で配置した。各点震源のすべり量は Control Point でのすべり量の線形補間により

与えられている。震度計を含む強震観測点 16 地点の速度波形 (0.05-1 Hz) を解析した。理論 Green 関数を計算するための速度構造モデルは, 全国 1 次地下構造モデルをベースにして (Koketsu *et al.*, 2012), 余震波形記録のシミュレーションによりチューニングすることで, グリーン関数の信頼性を向上させた。図 18 に断層面上の最終すべり分布を示す。再解析モデルの地震モーメントは 4.62×10^{19} Nm (Mw7.0), 平均すべり量 1.8 m, 最大すべり量 4.8 m となった。最適な第 1 タイムウィンドウフロントの伝播速度は 2.5 km/s である。地表付近のすべり量は 1~3 m 程度であり, 変位量分布は地表地震断層の観察結果とも調和的である。日奈久断層帯区間では右横ずれすべりが卓越し, 布田川断層帯区間では正断層成分を含む斜めすべりと推定された。布田川断層帯でのすべりのピークはやや深いところにあるが, 阿蘇カルデラ内でのすべりは浅部に集中している。破壊様式やすべり分布といった主要な特徴(図 19)は, 2 枚の断層面からなる Asano and Iwata (2016)のモデルと大きくは変わらないが, 断層面の設定と解析手法の改良により, 断層近傍域の益城町や西原村における永久変位を含む強震動の再現性が向上した(図 18 右下)。また, 推定されたすべり速度関数の特徴を調べたところ, 深さ約 3 km より深い部分では, 急峻なピークを持つ非対称なすべり速度関数形状であるのに対し, 浅い部分のすべり速度関数は継続時間が長く, 対称的な形状のすべり速度関数が得られた。これらは震源断層における強震動発生特性と密接に関係していると考えられ, 内陸地震の強震動予測の高度化のための震源断層のモデル化にとって重要な知見が得られた。

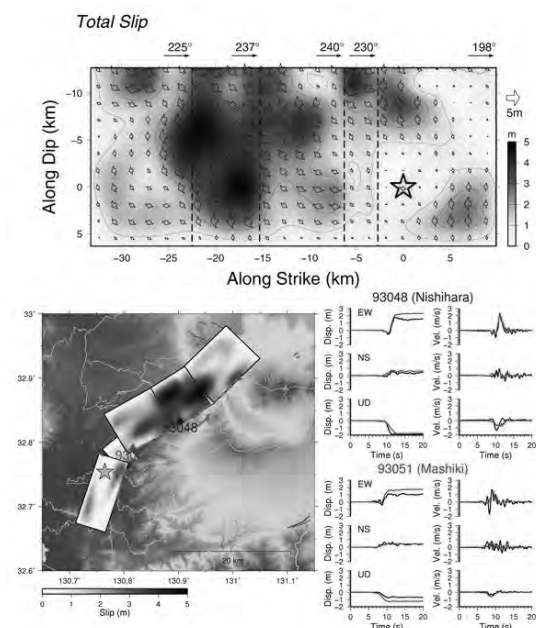


図 18 (上) 再解析した 5 枚断層モデルによる 4 月 16 日 1 時 25 分の地震の最終すべり分布。(左下) 上記の最終すべり分布を地図上にプロットしたもの。(右下) 西原村役場及び益城町役場における観測波形 (黒) と理論波形 (赤) の比較。変位及び速度波形を示している。

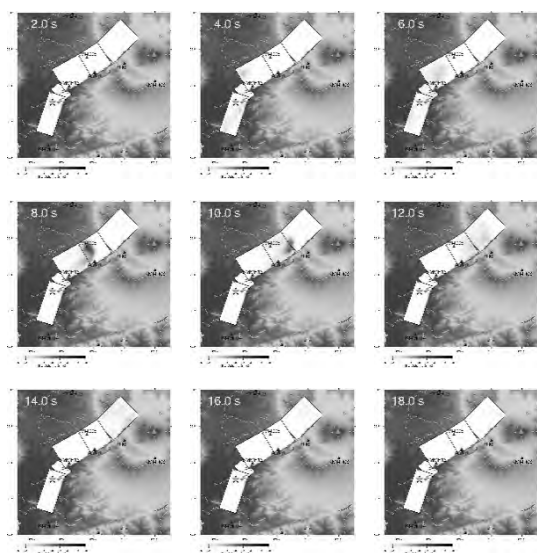


図 19 4 月 16 日 1 時 25 分の地震のすべりの時空間発展

5.2 余震の強震動観測と微動観測

東京工業大学や東京大学地震研究所などのグループは、2016 年熊本地震の余震による強震動を観測することを目的として、2016 年 4 月 15 日から順次、臨時強震観測点の設置を開始し、図 20 の各点でおよそ 2 週間から 1 か月

の余震観測を実施した(一部では観測を継続)。おもに被害が甚大であった地域を中心に観測を行い、益城町には 13 点 (図 20 の上図)、西原村では 5 点、阿蘇市と南阿蘇村には 4 点、熊本市から宇土市にかけて 21 点設置した。得られた強震観測記録には、 M_J が 5 以上の余震、計測震度 4 程度の記録が含まれている。益城町では、図 21 に示すように地震動の空間的な変動が著しく、被害の大きい地点で加速度振幅も大きい。

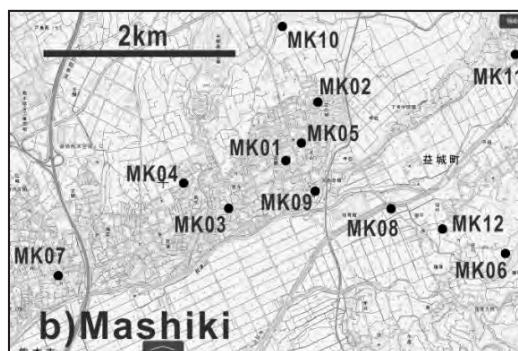
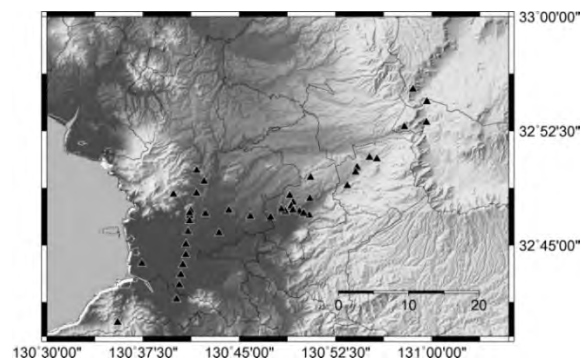


図 19 臨時強震観測点の位置 (上の▲, 下の●)

図 21 には、MK06 (基準点とした) と各点で観測記録から計算された計測震度の差も示されている。被害が大きい地域では、震度差が 0.4~0.8 と大きくなっている。

西原村では、本震を記録した西原村役場、布田地区、大切畑地区や断層の南側にも設置した。それらの記録の変化は大きく、西原村役場では周期 0.5 秒程度で卓越した地震動を観測し、被害が甚大であった大切畑では非常に大きな短周期の地震動が観測された。南阿蘇村では被害が甚大であった河陽地区や立野地区に設置し、河陽地区における余震による地震動が、周辺に比べても大きいことがわかった。

熊本市では、南北と東西方向に観測線を設置した。熊本市の中心部の余震記録は、継続時間が長く長周期地震動が卓越している。臨時強震観測点のほぼすべての地点で微動アレイ探査を実施しており、地盤モデルを推定した後に、地盤震動特性について検討する予定である。

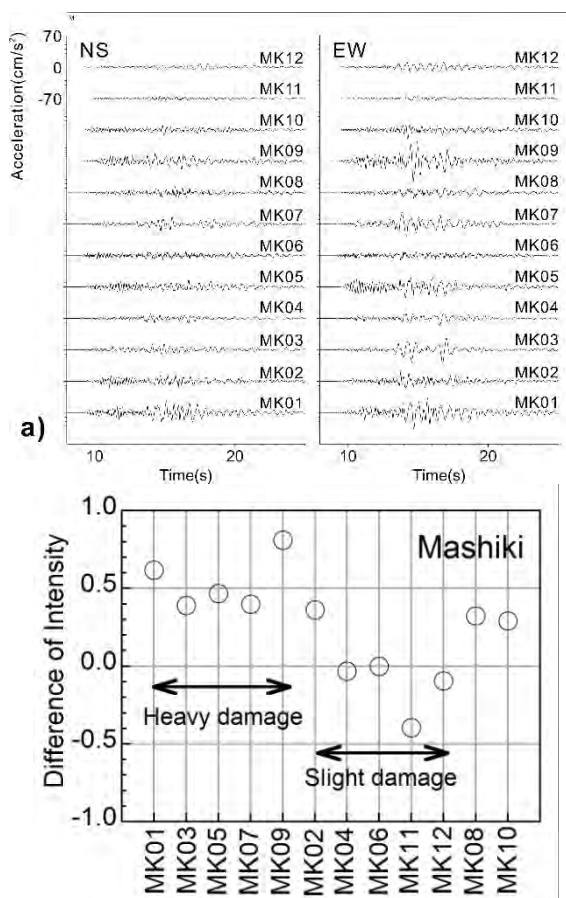


図 21: 益城町で観測された地震動記録の例 (19/APR/2016, M5.0, H11km の地震) と MK06 との計測震度の差

一方、九州大学などのグループは、2016 年 4 月 16 日 M_{JMA}7.3 地震において、長周期地震動が観測された防災科学技術研究所の K-NET 一の宮 (KMM004), 熊本市南区震度計, および宇城市小川震度計周辺において微動アレイ観測を行い、S 波速度構造の推定を行った。

図 22 に周期 2.0-4.0 秒の平均速度応答値空間分布 (減衰 5%) を示す。熊本県西原村で応答値が最大となり、KMM004, 熊本市南区震度計, 宇城市小川震度計で応答値が 200 cm/s を超える。KMM004 は阿蘇山の外輪山に

囲まれたカルデラ内、熊本市南区震度計は熊本平野、宇城市小川震度計は八代平野の堆積層上に位置し、M_{JMA}7.3 の地震における 3 観測点の速度波形 S 波主要動部の後には、周期 2-4 秒の振幅の大きな後続波が見られる。

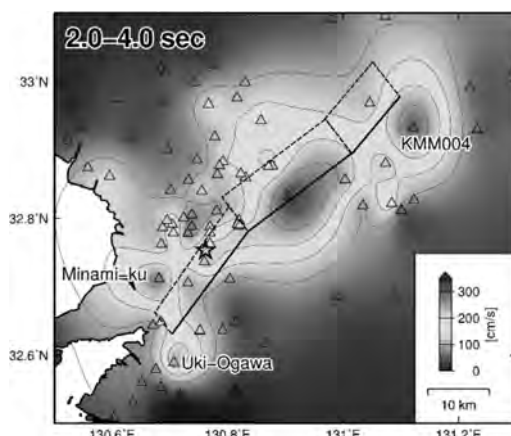


図 22 2016 年 4 月 16 日 M_{JMA}7.3 の地震の震源断層と周辺における周期 2-4 秒平均速度応答値の空間分布。断層モデルは小林・他 (2016) による。

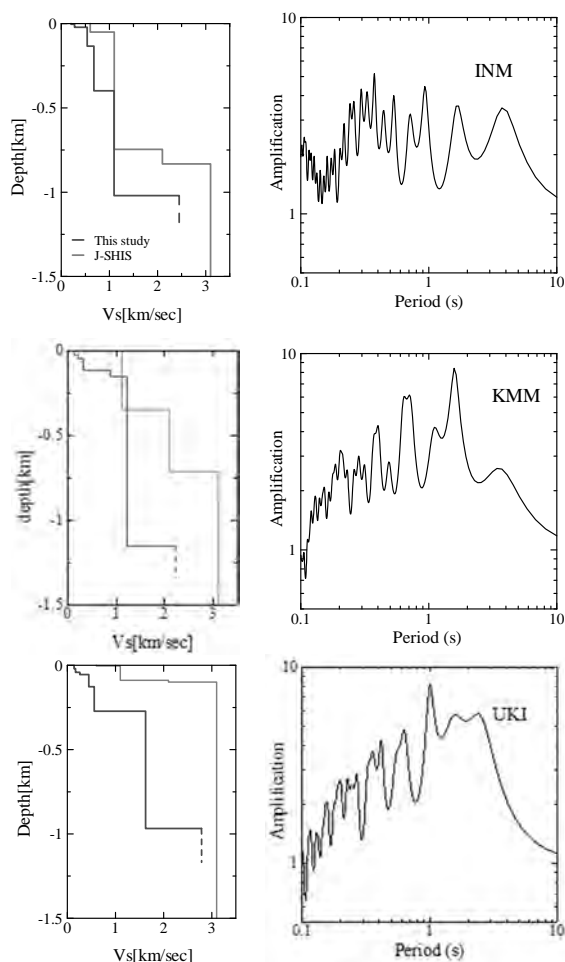


図 23 左: 推定 S 波速度構造, 右: 1 次元増幅特性。上から順に阿蘇市一の宮, 熊本市南区, 宇城市小川を示す。

微動観測は、2016年9月30日-10月1日、12月17日-19日に実施した。地震計には可搬型加速度計 JEP-6A3-10（感度 10V/g，ミットヨ社製），収録器にはトランスミッター RS-AD24（AD 分解能：24bit，アルニク社製），GPL-6A3P（AD 分解能：24bit，ミットヨ社製）を用いた。サンプリングは 100 Hz，アレイ半径は 0.6-500 m とした。観測された微動記録から空間自己相関法¹⁾を用いて Rayleigh 波の位相速度を推定し，さらに遺伝的アルゴリズム²⁾を用いた逆解析によって S 波速度構造モデルを推定した。図 23 に 3 地点で推定された S 波速度構造，および 1 次元地盤増幅特性を示す。表層から S 波速度 2.5 km/s 程度の層，深さにして 1 km 程度の層までの S 波速度構造が推定されている。1 次元地盤増幅特性には，周期 2-4 秒程度において比較的大きな増幅率が認められ，3 観測点で観測された長周期地震動の一因として，地下構造の影響があると考えられる。

また，2016年熊本地震により地表地震断層が生じた熊本県上益城郡益城町下陳地区において，微動アレイ観測を行い，浅部 S 波速度構造を推定した（図 1）。この領域では，地震直後に建物被害状況を調査するとともに，地表地震断層を跨ぐ約 3 km の南北方向の直線上に臨時余震観測を行っており，地表地震断層付近の建物被害は相対的に小さく，地表地震断層直上に立つ建物に限られること，測線上で建物被害が相対的に大きかった場所は，余震による地震動も大きかったことが明らかになっている¹⁾。

微動観測は，2016年9月20日-22日に実施した。観測機材には可搬型加速度計 JEP-6A3-10（感度 10V/g，ミットヨ社製）と微動波形データを AD 変換して，ノートパソコンにデータを伝送するトランスミッターに RS-AD24（AD 分解能：24 bit，アルニク社製）を用いた。サンプリングは 100 Hz である。図 23 に微動アレイ観測位置を示す。JAM・TMR・SMJ では半径 0.6-36 m の微動アレイ観測，MSK1-8 では地表地震断層を跨ぐ測線上で半径 0.6 m の極小微動アレイを 100 m 間隔で高密度に実施した。JAM，TMR，MSK8 は臨時余震観測を行い，TMR は建物被害調査で被害率が大きかった地点である。また，MSK2-3 間，MSK7 付近に地表地震断層が出現している²⁾。観測された微動記録から空間自己相関法³⁾と CCA 法⁴⁾を用いて Rayleigh 波の位相速度を推定し，さらに遺伝的アルゴリズ

ム⁵⁾を用いた逆解析によって S 波速度構造モデルを推定した。図 25 に推定された S 波速度構造を示す。JAM・TMR・SMJ の 3 地点における表層の S 波速度はいずれも約 100 m/s と同程度だが，TMR では表層より深部の層の出現深さが深い。図 26 に MSK1-8 測線の推定された S 波速度構造の推移を示す。地表地震断層を跨ぐ観測点 MSK2-3 間で表層の S 波速度構造が変化している。地表地震断層近傍では複雑な地下構造をしており，これが余震観測記録における各観測点の地震動の差に影響を及ぼしたと示唆される。



図 24 微動アレイ観測位置。観測点 1-5 は余震観測点位置（地理院地図に加筆）。

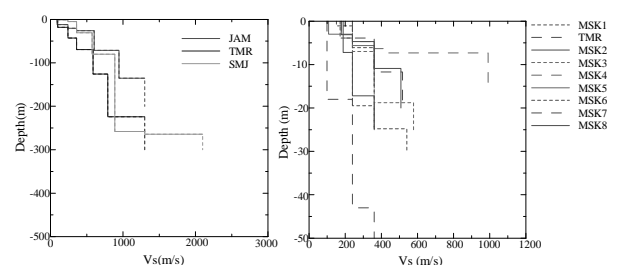


図 25 推定 S 波速度構造。

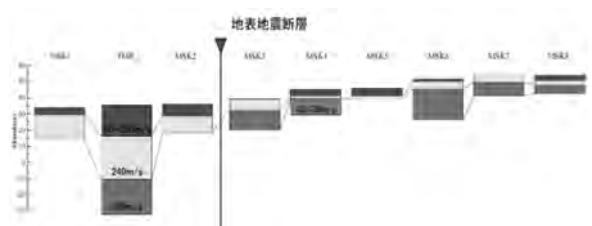


図 26 MSK1-8 測線の推定 S 波速度構造の推移。

6. 土砂災害及び地すべり発生機構調査

6.1 平成 28 年熊本地震による地すべり災害：初動調査と発生機構

(1)はじめに

平成 28 年 4 月 14 日 21:26 に $M_{JMA}=6.5$, 深さ 11 km, 28 時間後の 4 月 16 日早朝 1:25 に $M_{JMA}=7.3$, 深さ 12 km の直下型地震が熊本県益城町付近で発生した。いずれも最大震度 7 を記録し, 最大地表加速度 (PGA) はそれぞれ 1,580 gal, 1,362 gal を記録した。これら前震, 本震の直接被害による死者は 49 名, うち 9 名が地すべりによるものである。(公社)日本地すべり学会では, この地震による斜面災害の発生状況と被害実態を把握するため, 初動調査を平成 28 年 4 月 17 日から 19 日にかけて実施した。なお, この調査は新潟大学, 防災科学技術研究所および国際斜面災害研究機構の初動調査の一部としても実施した。

(2)地すべり分布図とタイプ

前震直後にアジア航測㈱等が市内及び斜面の写真撮影を行ったが, 地すべりは極めて限定的であった。しかし 4 月 16 日の本震により, 多数の地すべりが群発した。4 月 18 日に朝日新聞社および読売新聞社のヘリにより上空から地すべりの発生状況について観察した。地すべりは 3 種に分類される。(ア) 急崖の尾根付近で多発した地すべり (表層ないし少し深い斜面崩壊): 強震動が地形効果でさらに増幅されたために発生した崩壊が特にカルデラの縁で多数見られる (図 1)。(イ) 緩傾斜斜面で流動性の高い地すべり: 高野台の斜面で複数発生した地すべりが典型で, 10 度未満の緩傾斜で発生し, 長距離流動した (図 2)。(ウ) 崩壊誘起土石流: 地震中も先行降雨も無かったが烏帽子岳西側斜面では崩壊が多発し土石流が多発し大半は斜面上で止まったが, 山王谷川下流では流路を溢れた (図 3)。なお, 益城町の南方に広がる山地, および平成 24 年 (2012 年) 7 月豪雨により流動性崩壊が群発した阿蘇カルデラの北西の縁では今回の地震により誘発された地すべりは見られなかった。

(3)メカニズム

阿蘇大橋地すべりの末端付近の土砂および, 高野台地区の流動性地すべりの土砂を採取した。どちらも褐色の火山起源の土砂が卓越している。X 線回折 (XRD) ではハロイサイトが卓越しているが, 高野台試料にはカオリナイト類も含まれていた。また強熱減量解析によると腐植土起源と考えられる有機物をそれぞれ 19%, 14% 含んでいることもわかった。現場一面せん断試験機を用いて 12kPa, 25kPa の低応力下で飽和定体積一面せん断試験を実施したところ, 両試料ともに negative dilatancy を示し, 最小で 11 度の低い見かけの摩擦角を示した。これは非排水条件下で過剰間隙水圧が発生しうることを示す。試験後の含水比はそれぞれ 1.4, 1.0 と異常に大きく乾燥密度も低い。高野台のクロボク試料も含水比は 1 を超え定体積一面せん断試験では同様の低い見かけの摩擦角を示した。低い密度, 高い含水比と保水能力, その結果としてせん断時に発生する過剰間隙水圧が地震時に地すべりを発生させる要因のひとつとなったと考えられる。



写真 1 阿蘇大橋の地すべり (朝日新聞社機より福岡が撮影)



写真 2 高野台地区の流動性の高い地すべり (読売新聞社機より福岡が撮影)



写真 3 烏帽子岳西側溪流の土石流（読売新聞社機より福岡が撮影）

6.2 FEM 解析に基づく斜面変動の発生要因の分析

地形・地質条件を考慮した有限要素法による地震応答解析（若井，2008）を行い，斜面変動の発生要因の分析を試みる。解析対象としたのは，阿蘇大橋周辺の外輪山を含む 2～3km 四方の領域である。同地域は阿蘇山に由来する火山灰ならびに火山岩類等が堆積した地域であり，これらの材料パラメータの決定にあたっては，既往の類似した地質を対象とした解析事例（北村，2014）などを参考にした。図 27 は解析対象とした領域の 3 次元有限要素モデル（20 節点アイソパラメトリック要素，減退積分），図 28 は入力地震動波形（水平 2 成分のみ）である。地震波形は，防災科学技術研究所の強震観測網 kik-net の益城観測所で観測された基盤波形データを使用させていただいた。解析において，土および岩の材料構成則には，せん断強度と動的変形特性を考慮する UW モデル（Wakai, 2004）を採用した。簡単化のため，有限要素モデルにおける地構造は，深部から表層に向かって徐々に風化が進行して剛性ならびに強度が小さくなるような 4 層構造からなる地層モデルを仮定した。

地震応答解析の結果の一例として，地震後の地表面の残留変位量（ただし 3 成分の絶対値ノルム）の分布を図 29 に示す。同図には，実際に斜面崩壊が発生した箇所も灰色で描いてある。最も大きな崩壊箇所が阿蘇大橋の直上の大規模崩壊である。解析結果において地表面の残留変位が大きな箇所は，地震動による繰返し载荷が斜面内の塑性化をより進行さ

せた部位であると考えられ，斜面内の土のせん断破壊の程度と密接な関わりがあると考えられる。こうした予測される残留変位の大きな箇所と実際に崩壊が発生した斜面の源頭部との相関性の有無について今後検討を進める必要がある。

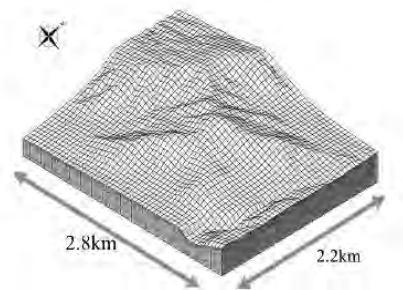


図 27 有限要素メッシュ

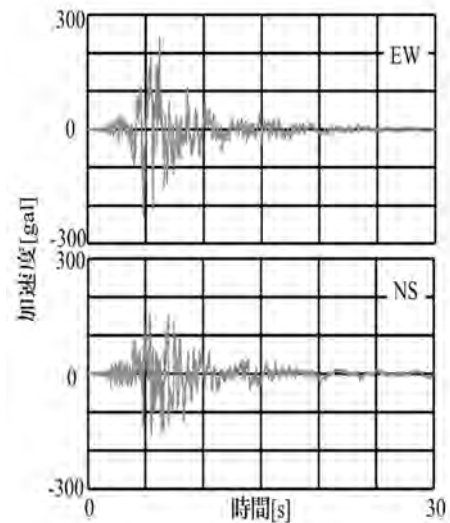


図 28 入力地震動波形

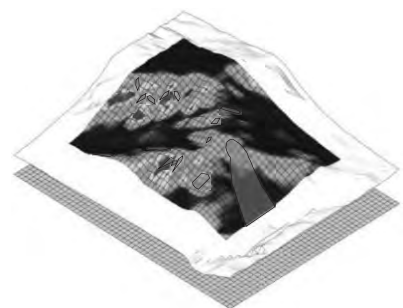


図 29 解析結果（地震後の残留変位）

7. 社会素因による被災救援, 地域社会に係る影響調査

7.1 平成28年熊本地震における特定メッシュの建物悉皆調査

強震計ネットワークを活用したリアルタイム被害推定の効果の実証的検討を行うため、益城町では、熊本地震で計測震度記録が得られている益城町役場周辺2メッシュ（1メッシュは、約250m四方）および辻の城公園周辺1メッシュの計3メッシュを対象とし、当該メッシュに含まれる全建物について被害状況（全壊、半壊、一部損壊、無被害）の調査を行った（図30）。

熊本市内では、リアルタイム地震被害推定システムによる全壊棟数が多く出ている地域を対象に、熊本市内の3地区についてそれぞれ4メッシュの計12メッシュのうち、被害があった建物のみ調査を行った。いずれの調査も、外観目視法によるものである。

今回の調査では、岡田・高井¹⁾²⁾の破壊パターンに基づき、建物被害を評価した。D0からD6までの7段階評価で、D4以上が自治体罹災証明の全壊に相当する。以下に、今回の調査で得られた結果をまとめる。

- ・益城町役場周辺では、新耐震基準（1981年以降の建築）の建物でも、全壊（D4,D5）が出ている。建物構造別では、全壊（D4,D5）の多くは、木造建物である。一方、辻の城公園周辺では、それほど大きな被害は見られなかった。
- ・リアルタイム地震被害推定システムは、益城町においては被害分布をある程度正しく推定できているが、熊本市内を含めた全体では全壊棟数を過大評価している。

本調査研究は、以下のメンバーにより実施された：佐伯琢磨*・中村洋光*・高橋郁夫*・内山庄一郎*・内藤昌平*・はお憲生*・大井昌弘*（* 国立研究開発法人 防災科学技術研究



図 30 リアルタイム地震被害推定システムによる本震の全壊棟数推定結果および今回の調査概要

7.2 平成28年熊本地震に複合広域災害の影響を学ぶ

(1) はじめに

熊本地震においては、2度の大きなゆれによって甚大な被害が発生した。特に熊本県においては、30市町村が関わる災害となり、政令市、地方中心都市、中山間地域へと多方面に影響が及んだ。余震の発生回数が多いことが、その後の被災者の行動を特徴づけた。震度1以上の余震回数が、7月26日に発災後はじめて0となり、余震恐怖による避難は落ち着きを見せている。しかし、避難所の避難者数は未だ1800人を超えており、避難所解消の目途は具体的にはなっていない。今後の広域複合災害への教訓と対策を考察することを目的とし、避難行動を中心とした被災者の実態を明らかにする。

(2) 直接被害が地域社会に与えた影響

震度5強以上見舞われた市町村は、4月14日地震では熊本県14市町村、16日地震では熊本県30市町村、大分県では6市町、その他、福岡県、佐賀県、長崎県、宮崎県とその影響は広範囲にわたった。最も被害が甚大であった熊本県において、影響を受けた地域は、政令市（熊本市）、地方中心都市（例：宇城市、菊池市）、中山間地域（例：南阿蘇村）と多方面に及んだ。

熊本市においては、RC造建築物の倒壊を含む建物被害が84,000棟(図31)を超えた。最大で32万戸が断水する等、対応すべき対象被災が圧倒的な数に及んだ。住宅の擁壁被害による交通への影響、大手製造工場被災によるサプライチェーンへの波及、文化財である熊本城への爪痕等、複合的な被害が影響を与える「都市型災害」として位置づけられる。

宇城市においては、7,000棟超、菊池市においては、3,000棟弱の建物が被害を受け、その影響は少なくないものであったが、断層近傍エリアの被災とそれ以外のエリアの差異も大きく、同一市町村界においても、被害の発生はまだらとなった。これらの地域は人口5万人を超える「地方中心都市」と位置付けられる地域である。

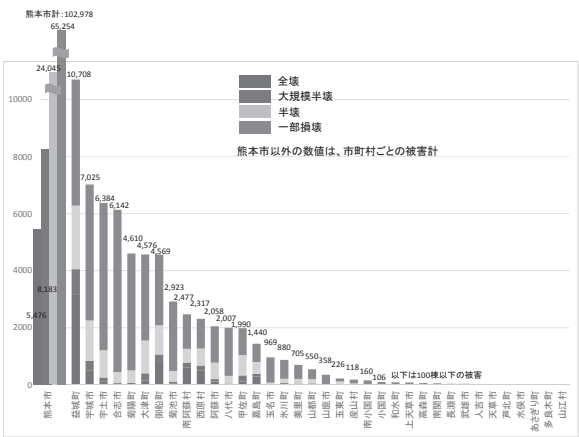


図 31 熊本県市町村における住家被害
(り災証明書交付件数に基づく。8月9日現在) (熊本県, 2016)

南阿蘇村においては、大規模な土砂災害が発生した。福岡(2016)によれば、前震では土砂災害の箇所数、規模ともに限定的であったが、本震により震源断層直上に集中して発生した。ゆれによる土砂災害の発生は中山間地域における地震災害の特徴である。

(3) 被災救援に与えた影響

地震や土砂災害等、災害の直接的な影響での死者は49名に上った(表1)(内閣府, 2016)。そのうち、家屋倒壊による死者は37名、土砂災害による死者は9名、火災他の要因によるものが3名となった。2度にわたる大きなゆれにより発生した「建物被害による死者発生事実」を鑑みると、今後の防災対策には、地震発生後の空地(くうち)避難の必用性の認識向上、余震の見通し情報の災害対応活動への活かし方等の検討、の必要性が想定される。

表 1. 直接死の発生と死因

	死者数	内訳		
		家屋倒壊	土砂災害	その他
益城町	20	19		1
南阿蘇村	15	6	9	
西原村	5	5		
熊本市	4	3		1
嘉島町	3	3		
御船町	1	1		
八代市	1			1

熊本県においては、直後には18万超(4月17日183,882人)、1か月後においても1万人

超（5月13日10,477人）が避難生活を送った。避難所避難のみならず、車中泊や軒先避難のような多様な避難形態が見られ、地域特性と余震の多さと大きさが影響を与えていると考えられる。2か月後には6千人（6月13日6,431人）、3か月後には5千人弱（7月13日4,870人）と余震が収まるにつれ、避難者も減少した。しかし、ほぼ4か月たった8月11日現在でも1,803人が避難所で避難生活をおくっている（図32）。なお、本分析における避難者にかかるデータのうち、4月25日から5月14日までは朝夕2回にわたって避難者数が報告されていたことから、図33の作成にあたっては、それぞれの平均値を当該日の避難者数として位置づけている。

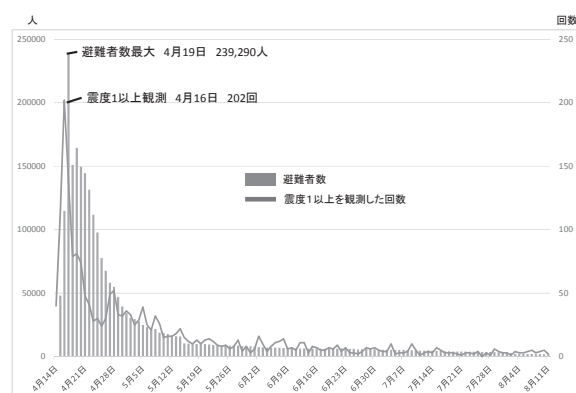


図32 熊本県避難者数の推移と余震発生回数
(熊本県, 2016) (気象庁, 2016)

(4) 避難所における被災者の実態

現在も避難所で生活続ける被災者の実態解明のためのデータ整理ならびに分析を実施した。最も被害の密度が濃く、町全体が被災をした益城町における最大の避難所である「益城町総合体育館」を事例として実施した。なお、本データの整理ならびに分析は、益城町避難所PT（プロジェクトチーム）、福岡県応援職員、生活再建支援連携体が共働で実施したものである。

第5クール（7月1日～7月16日）の食事券配布状況（7月3日現在）から、避難者782名（未整理2人）うち、益城町民である避難者は、752人（337世帯）、それ以外の避難者28人であった。60歳代が全体の23.4%、70歳代が14.2%で、60歳以上で全体の38.4%を占める（図33）。

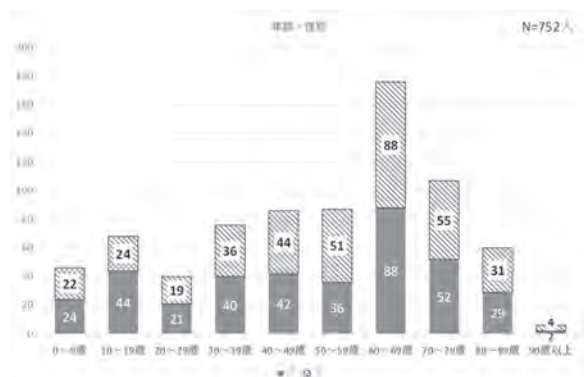


図33. 避難者における年齢分布

避難者における住家の被害割合を見ると、全壊・大規模半壊世帯が60.2%、半壊が10.1%、一部損壊が12.8%、り災証明書未受取りが16.9%であった。全体の6割を全壊・大規模半壊世帯が占めており、居宅の被災程度が重篤な被災者の避難所滞在率が多いことがわかった。一方、一部損壊であっても未だに避難を続けている世帯があり、その理由を知ることが併せて必要であることがわかった。また、そもそもり災証明書を受け取っておらず、居宅の被害程度が確定できていない人が16%超もいることが明らかとなった（図34）。被災者の生活再建の歩を進めるためにも、早い段階での居宅の被災程度の確認ならびにり災証明書発行が必要であることが明らかとなった。

避難している337世帯において、「生活再建支援金」の申込みは、全壊・大規模半壊世帯87.2%が基礎支援金に対し「申込み済み」であり、第一次的な支援が進んでいることがわかった。一方、加算支援金（今後の再建方針決定済み）申し込みは1.0%に留まっており、生活再建目途が立っていない避難者がほとんどであることがわかった（図35）。

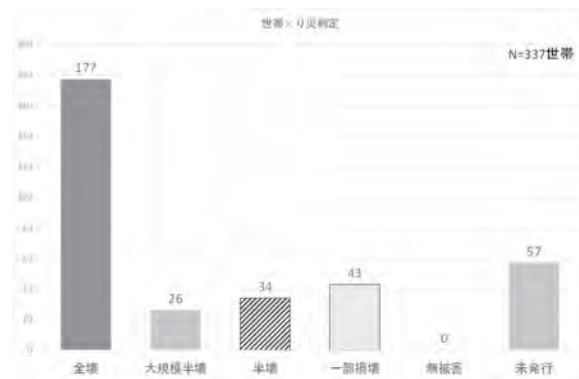


図34 避難世帯における居宅の被害状況

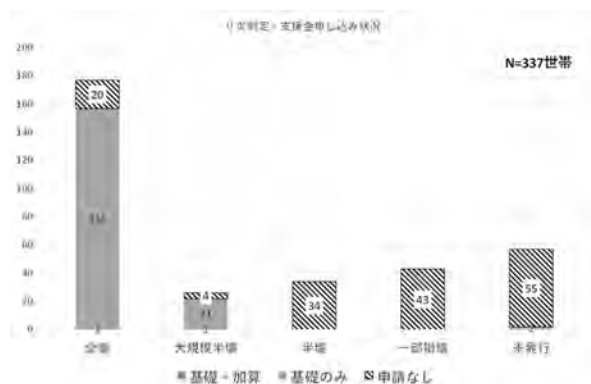


図35 生活再建支援金の申し込み状況

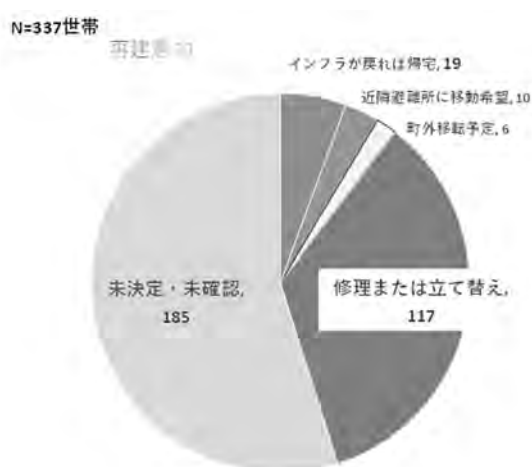


図36 避難世帯における生活再建意向

生活再建のめどは立っているか、直接避難者に尋ねたところ、修理または建て替えを希望している世帯が最も多かった（34.7%）。インフラが戻れば帰宅、町外に移転予定という程度目途を持った被災世帯がいることがわかった。しかし最も多かったのは、再建の意向を未決定または未確認の世帯であり、全体の54.5%を占めた。また、近隣避難所に移動希望を持っている世帯もいることがわかった（図36）。

生活再建支援金の加算支援金の申し込みが少ない現状についてふまえた上で、被災世帯の再建意向の構築への支援を重点的に実施する必要性あることがわかった。同時に「再建目途の構築」に障がいとなっている事項の洗い出しが必要であることが明らかになった。

(5) 今後に向けて

熊本地震は、熊本県において二桁を超える自治体に対し、被害を発生させた。一方、それ

らの自治体の地域特性は一樣ではなく、都市部から中山間地域まで、影響が広がっている。南海トラフの巨大地震のように今後広域かつ複合的に被害が発生することが予測されている災害への教訓を大いに学ぶべき災害であると位置づけられる。

現在の継続する避難生活から仮住まい生活への移行、復興の様子等を、社会素因による被災救援、地域社会に係る影響の観点から引き続き、調査・分析し、今後の対応に活かすことが必要である。

本調査研究は、以下のメンバーにより実施された：田村圭子*、木村玲欧**、井ノ口宗成***

（* 新潟大学 危機管理本部危機管理室、** 兵庫県立大学 大学院環境人間学研究所、*** 静岡大学 情報学部 行動情報学科）

8. 熊本地震における深部静脈血栓症（エコノミークラス症候群）の発生状況と医療活動の調査

(1) はじめに

車中泊が5万人ともいわれた新潟県中越地震では発災後2週間以内に少なくとも肺塞栓症（PE）が10人（内5人が死亡）と報告されている。家屋の倒壊での直接的な圧死をのぞけば、肺塞栓症（エコノミークラス症候群）による死亡は、震災関連死の死因の内、最多であると思われる。よって車中泊が多いとされる熊本地震においても深部静脈血栓症（DVT）から致命的な肺塞栓症の発生が危惧される。

(2) 目的

熊本地震における深部静脈血栓症に対する医療活動について調査を行い、熊本地震における深部静脈血栓症の発生状況と問題点について明らかにすることを目的として本研究調査を行った。

(3) 方法

熊本地震が発災した平成28年4月14日（M6.5、最大震度7）から平成28年6月13日までに熊本において発生した入院を必要とした「エコノミークラス症候群」の発生数とその継続的発生数、予防、啓発活動の開始時期とその予

防効果について検討した。

(4) 結果

発災当初より各避難所ではエコノミークラス症候群の注意喚起、弾性ストッキングの配布等がおこなわれていたとのことであったが、車中泊被災者は避難所に訪れていない場合が多く、その予防活動は限定的であった。実際には発災後、特に4月16日におきた本震（M7.3,最大震度7）の地震により車中泊は著増したものと考えられる（図37）。



図37

熊本地震においてエコノミークラス症候群の原因となる深部静脈血栓症（DVT）に対する組織的な活動が始まったのは、震災後5日目の4月19日からであった。日本循環器学会等が協力学会となって熊本地震血栓症予防プロジェクト（KEEP project）により、被害の大きかった益城町を中心に第一次スクリーニングで17日間、延べ65か所で2023名、第二次スクリーニングが23日間、延べ38か所372名に下肢超音波エコーがおこなわれた。一次スクリーニングでは2023名中185名（9.1%）にDVTを認めた。また検診ではDVT予防の啓発活動（図38）、既往症や生活状況のアンケートも行われた。

統計学的解析の結果、地震後眠剤使用、年齢（70歳以上）、下肢腫脹がDVTの危険因子であった。DVTと診断された患者は、地域の病院に受診をするよう勧め、必要であれば抗凝固剤などの内服加療が行われた。熊本県庁のまとめによると入院を必要としたエコノミークラス症候群は51名でそのうち車中泊は42名であった。そのピークは本震の翌日である17日であり、その後、徐々に減少した（図39）。

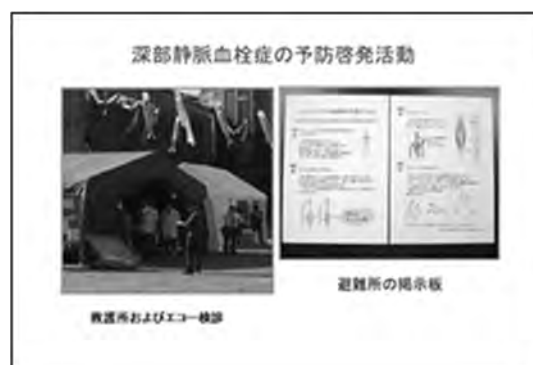


図38

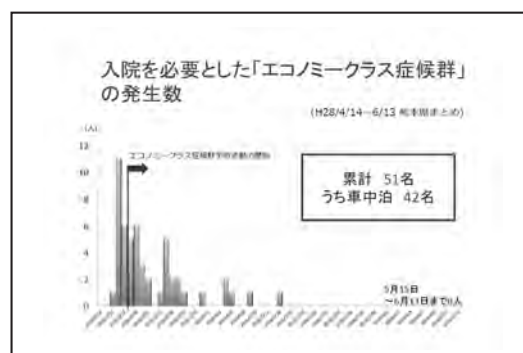


図39

(5) 考察

図39に示すようにエコノミークラス症候群での入院数はKEEP projectの活動が開始される前にピークがありより早期に行われることが望まれる。しかしながら5月15日以降は入院を必要としたエコノミークラス症候群の患者は認めず、血栓予防プロジェクトがその発生を予防したのではないかと考えられた。DVTの危険因子としては高齢、眠剤使用、下肢腫脹であった。眠剤による活動性の低下がDVTの原因となった可能性がある。

(6) 結語

阪神淡路大震災、東北大震災という巨大災害を経験し、震災に対する、DMAT等の災害支援体制、予想される深部静脈血栓症（エコノミークラス症候群）への対策は以前よりも早期にかつ組織的に行われるようになってきている。得られた教訓をもとにさらなる円滑な防災と医療体制の整備が今後必要である。

本調査は、前原喜彦、赤星朋比古（いずれも九州大学消化器・総合外科）によって実施された。

9. 歴史資料調査

1. はじめに

2016 年4 月、最大震度7 を記録する熊本地震が発生した。布田川・日奈久断層帯による連動型地震と言われており、熊本市中心部に位置する熊本城も大きな被害を受けた。地震によって熊本城に被害がでたのは今回が初めてではなく、寛永2 年(1625)、弘化4 年(1848)、安政元年(1854)、明治22 年(1889)などが知られている。

寛永2 年の地震は、熊本城が被災した最初の地震で、火薬庫の爆発など被害が具体的に記録されている。しかし、情報は断片的であり、全体像は明らかでない。本報告では、齋藤友里恵(2016)にもとづき、この地震について考察する。

2. 1625 年寛永熊本地震に関する考古学的痕跡抽出の試み

熊本市中央区古町遺跡は、天正16 年(1588)以降に加藤清正が現在の熊本駅周辺から移転させた近世の城下町の一部である(原田ほか2004)。古町遺跡の遺構の年代を出土遺物からみると、a. 16 世紀末～17 世紀前葉、b. 17 世紀中葉～後葉、c. 17 世紀後半～18 世紀以降の3 つのグループに分けられる。注目されるのは、a. 17 世紀前葉とb. 中葉の間で連続性が必ず途切れている点で、b グループにはa グループの年代の遺物が含まれない。また、a グループの342 号遺構では、漳州窯系、景德鎮系の日用品ではない優品の染付が投棄されていた。桃崎祐輔氏の御教示によると、これらの陶磁器の一部には火を受けた痕跡が観察できるという。以上、熊本城下では17 世紀前葉と中葉の間に断絶がみられ、かつ、優品を投棄せざるを得ない状況が発生していた。さらに、熊本城飯田丸でも、17 世紀中葉を境に遺物が激減する。この現象について報告書は、「西櫓御門が閉鎖され、蔵や櫓を利用した収蔵機能中心のくるわに変化したことの反映であろう」と考察するが(鶴嶋ほか2014)、「収蔵機能中心のくるわに変化した」ならば、むしろ収蔵した遺物が出土しなければならず、この理解は適切でない。

明らかにしたのは以下の点である。①古町遺跡では、17 世紀前葉と中葉の間で遺構の連続性が必ず途切れる、②17世紀前葉を下限と

する遺構に、被熱し廃棄されたとと思われる遺物が含まれる。そして③熊本城飯田丸では17 世紀中葉以降利用された形跡がない。低地の古町遺跡と高台上の熊本城で同時に変化が起きていること、および時期の一致から、これらの変化は寛永期の大規模地震に起因する一連の現象ととらえられる。

※本調査は、齋藤友里恵・矢田俊文(新潟大学)によって行われた。

10. おわりに

本震発生直後から実施した変動地形学的調査やGNSS 等による地殻変動観測、余震観測、強震動観測などから、2016 年熊本地震を引き起こした地表地震断層および地下の震源断層の特徴が明らかになった。いずれの調査観測結果も熊本地震が布田川・日奈久断層帯の右横ずれ運動によって発生したことを示しているが、詳細に見ると、複数の断層面と複雑な断層形状を持つ活動であることが明らかになった。本震発生から1 年4 ヶ月経過した現在でも余震活動や余効変動は継続しており、今後も観測を継続して、熊本地震の地震学的な全体像を明らかにする必要がある。

地震災害に関しては、建物被害や斜面崩壊の実態が明らかにされ、それらの地盤・地層構造および地震応答等との関係について検討が行われたが、解析をさらに進め、これらの発生意因の詳細を明らかにする必要がある。また、災害情報や災害過程、被災救援などについての調査研究が行われ、広域複合災害について多くの教訓を得たが、これらの教訓が、現在進められている復旧・復興や将来の地震災害対応に活かされることを期待する。さらに、避難時の車中泊などによるエコノミークラス症候群の調査が実施され、熊本地震血栓症予防プロジェクトの有効性と早期対応の必要性が確認されたことも、今後の対応に活かされるべきである。なお、熊本付近では過去から繰り返し被害地震が発生していることから、本研究では、1625 年の熊本地震についても歴史資料の調査を実施して地震の実態について知見を得ることができた。今後さらに同様の歴史資料調査を行い、熊本地震の特性を明らかにしていくことが必要である。

謝 辞

調査および観測の実施に際しては、熊本県をはじめ関係の自治体等に多大な協力をいただいた。震源破壊過程の解析には、国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網 K-NET, KiK-net, 広帯域地震観測網 F-net, 気象庁の強震波形記録を使用した。また、地すべり発生機構の現地調査および土質試験には防災科研・酒井直樹氏, 新潟大学・Bhoopendra Dabycharun 氏, 国際斜面災害研究機構・佐々恭二氏・Dang Khang 氏の協力を得た。上記機関および関係の皆様 に記して感謝する。

なお, 本調査研究は, 科学研究費補助金 (特別研究促進費) 「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」 (代表: 清水 洋) により実施されたが, 本研究の一部 (リアルタイム地震被害推定システムの研究) については, 総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム) 「レジリエントな防災・減災機能の強化」 (管理人: JST) を使用した。

参考文献

- 池田安隆・千田 昇・中田 高・金田平太郎・田力正好・高沢信司 (2001) : 1:25,000 都市圏活断層図「熊本」 国土地理院技術資料 D1-No.388.
- 岡田成幸・高井伸雄 (1999) : 地震被害調査のための建物分類と破壊パターン, 日本建築学会構造計論文集, 第 524 号, pp.65-72.
- 活断層研究会編 (1991) : 『新編 日本の活断層-分布図と資料』東京大学出版会
- 鎌田浩毅・小玉一人 (1993) : 火山構造的陥没としての豊肥火山地域とその形成テクトニクス : 西南日本弧・琉球弧会合部におけるフィリピン海プレートの斜め沈み込み開始が引き起こした 3 現象. 地質学論集 (41), 129-148.
- 北村和輝 (2014) : 伊豆大島近海地震(1978) により発生した斜面災害の広域的分布の再現, 平成 25 年度群馬大学工学部社会環境デザイン工学科卒業論文, pp.10-11.
- 気象庁(2016) : 平成 28 年熊本地震 (8 月 12 日現在), http://www.jma.go.jp/jma/menu/h28_kumamoto_jishin_menu.html
- 九州活構造研究会編 (1989) : 『九州の活構造』東京大学出版会
- 九州大学大学院理学研究院・京都大学防災研究所・2016 年熊本地震合同地震観測グループ, 2016 年熊本地震の活動について (序報) (2016), 地震予知連絡会会報第 96 巻, 12-17.
- 熊本県(2016) : 平成 28 年熊本地震に関する災害対策本部会議資料, http://www.pref.kumamoto.jp/kiji_15459.html
- 蔵下英司・酒井慎一・加藤愛太郎・飯高隆・岩崎貴哉・平田 直 (東大地震研)・2016 年熊本地震合同地震観測グループ(2016) : 2016 年熊本地震震源域における稠密余震観測, 日本地震学会 2016 年秋季大会講演予稿集
- 国土交通省国土地理院 : 平成 28 年熊本地震の震源断層モデル (暫定)
- 国土交通省国土地理院 : 地理院地図, <http://maps.gsi.go.jp/> (2017 年 7 月 31 日確認)
- 千田 昇 (1979) : 日奈久断層の第四紀後期における断層運動, 東北地理, 31, 172-179.
- 高井伸雄・岡田成幸(2001) : 地震被害調査のための鉄筋コンクリート建造物の破壊パターン分類, 日本建築学会構造計論文集, 第 549 号, pp.67-74.
- 多田 堯 (1993) : 九州中部地方の地殻変動とテクトニクス : 別府-島原地溝の分裂拡大. 地質学論集, 41, 1-12.
- 田中・他 (2016) : 2016 年熊本地震の地表地震断層近傍における建物被害調査と臨時余震観測 - 熊本県益城町下陳地区を中心として -, 日本地震工学会大会, O1-3.
- 鶴嶋俊彦ほか 2014『熊本城発掘調査報告書 1 - 飯田丸の調査 - 』熊本市熊本城調査センター
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 『活断層詳細デジタルマップ』東京大学出版会.
- 原田範昭ほか(2004) : 『古町遺跡 I 』熊本市教育委員会
- 福岡浩(2016) : 平成 28 年熊本地震による土砂災害の予備現地調査速報(平成 28 年 4 月 25 日), 新潟県調査速報会資料
- 防災科学技術研究所, 高感度地震観測網 (Hi-net) , <http://www.hinet.bosai.go.jp/?LANG=ja>
- 松本征夫 (1979) : 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題, 地質学論集, no.16, 127-139.
- 山中浩明・石田寛 (1995) : 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, 468, 9-17.

- 渡辺一徳・靱倉克幹・鶴田孝三 (1979): 阿蘇カルデラ西麓の活断層群と側火山の位置. 第四紀研究, 18, 89-101.
- Aizawa, K. et al. (2017). Seismicity controlled by resistivity structure: the 2016 Kumamoto earthquakes, Kyushu Island, Japan, submitted to *Earth, Planets and Space*. 69-4, doi.org/10.1186/s40623-016-0590-2
- Akaike, H. (1980). Likelihood and the Bayes procedure, *Trab. Estad. Invest. Oper.*, 31, 143-166.
- Aki (1957). Space and time spectra of stationary stochastic wave with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- Asano, K. and T. Iwata (2016). Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth Planets Space*, 68, 147, doi:10.1186/s40623-016-0519-9.
- Chimoto, K., H. Yamanaka, S. Tsuno, H. Miyake, and N. Yamada (2016). Estimation of shallow S-wave velocity structure using microtremor array exploration at temporary strong motion observation stations for aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth Planets Space*, 68:206, doi:10.1186/s40623-016-0581-3.
- Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki (2004): A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseism, *Geophysics*, 69, 6, 1535-1551.
- Eguchi, T. and Uyeda, S. (1983). Seismotectonics of the Okinawa Trough and Ryukyu Arc, *Memoir of the Geol. Soc. China*, 5, 189-210.
- Goto, H., Tsutsumi, H., Toda, S., Kumahara, Y. (2017). Geomorphic features of surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake in and around the downtown of Kumamoto City, and implications on triggered slip along active faults, *Earth, Planets and Space*, 69, 26
- Hartzell, S. H. and T. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1553-1583.
- Irikura, K., K. Miyakoshi, K. Kamae, K. Yoshida, K. Somei, S. Kurahashi, and H. Miyake (2017). Applicability of source scaling relationships for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth Planets Space*, 69:10, doi:10.1186/s40623-016-0586-y.
- Kobayashi, H., K. Koketsu, and H. Miyake (2017). Rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Causes for extreme ground motions, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6002-6010, doi:10.1002/2017GL073857.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki (2012). Japan integrated velocity structure model version 1, *Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng.*, Lisbon.
- Koketsu, K., H. Miyake, H. Kobayashi, S. Yun (2017). Concentrated Ground Motion Distribution Due to Diagonal Rupture Propagation during the Mw 7.0 Event of the 2016 Kumamoto, Japan, Earthquakes, 2017 AGU Fall Meeting, submitted.
- Koketsu, K., H. Kobayashi, and H. Miyake (2017). Various Modes of Rupture Directivity as Inferred from Joint Source Inversions and Ground Motion Simulations, 2017 Annual Meeting of Seismological Society of America, Denver, USA.
- Matsumoto S., Nakao S., Ohkura T., Miyazaki M., Shimizu H., Abe Y., Inoue H., Nakamoto M., Yoshikawa S. and Yamashita Y. (2015). Spatial heterogeneities in tectonic stress in Kyushu, Japan and their relation to a major shear zone. *Earth, Planets and Space*. 67, 172.
- Sekiguchi, H., T. Iwata, and K. Irikura (2000). Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 117-133.
- Sugito, N., Goto, H., Kumahara, Y., Tsutsumi, H., Nakata, T., Kagohara, K., Matsuta, N., Yoshida, H. (2016): Surface fault ruptures associated with the 14 April foreshock (M_J 6.5) of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, southwest Japan, *Earth, Planets and Space*, 68, 170.
- Toda, S., Kaneda, H., Okada, S., Ishimura D., Mildon, Z. (2016). Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Earth, Earth, Planets and Space*, 68:188.
- Wakai, A. and Ugai, K. (2004). A simple

constitutive model for the seismic analysis of slopes and its applications, *Soils and Foundations*, 44-4, pp.83-97.

Yamanaka, H., K. Chimoto, H. Miyake, S. Tsuno, and N. Yamada (2016). Observation of earthquake ground motion due to aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake in damaged areas, *Earth Planets Space*, 68:197, doi:10.1186/s40623-016-0574-2.

2017年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究 —科学研究費補助金・特別研究促進費による突発災害調査 中間報告—

上石 勲*

* 防災科学技術研究所，研究代表者

要 旨

2017年3月27日に栃木県那須郡那須町的那須岳周辺の斜面で雪崩が発生し，登山研修中の高校生と教員が巻き込まれ，生徒7名，教員1名が死亡するなど甚大な被害が発生した。このような惨事を二度と繰り返さないため，今回の雪崩メカニズムについて詳細に実態を把握し現象を解明し，非雪国や突発的な気象変化に柔軟に対応する能力・判断力を浸透させるための方策を科学的見地から提案することを目的とし，現地調査や解析，今後の啓発普及などからなる調査計画を立案し，それぞれ担当の研究チームを立ち上げた。

1. はじめに

2017年3月27日に栃木県那須郡那須町で登山研修中の高校生と教員が巻き込まれ，生徒7名，教員1名が死亡するなど甚大な被害が発生した(図1)。今回の雪崩の発生原因や流下状況の詳細については未解明な点が多い。

本調査研究では，現地調査や解析を通じて今回の雪崩メカニズムについて解明し，今後，このような事故を起こさないため，雪崩発生予測や雪崩教育も含めた検討を行うこととした。

ここでは，現地調査を中心とした調査結果と今後の研究方針について報告する。

- ①雪崩発生域付近における現地調査
- ②上空からの画像撮影
- ③地形情報および雪崩災害資料の収集とその解析による各種データベース作成
- ④降雪状況の面的解析
- ⑤地形ならびに雪崩堆積状況解析
- ⑥雪崩シミュレーションを用いた被害範囲推定
- ⑦低気圧性の降雪を起因とした雪崩にも対応可能な積雪変質モデルの開発
- ⑧山岳域雪崩リアルタイムハザードマップの試作
- ⑨雪崩災害防止にむけた課題の検討並びにその解決に向けた検討
- ⑩啓発普及

2. 調査内容

発生した雪崩の発生条件や現地の状況について現状では未解明な点が多く，今回の雪崩災害の要因を抜本的に解明するためには，気象，積雪，地形，雪崩運動メカニズムなど多角的・包括的なアプローチが必須である。また要因の解明にとどまらず今後の雪崩災害の軽減に向けた取り組みも重要となる。これらを踏まえ，本研究では以下に示す10課題（①～⑩）を設定し，現地調査，資料収集，データ解析等を実施することとした。調査・解析においては，関連性が深い研究課題についてはデータ共有や情報交換を随時行い，最終的に得られた成果を取りまとめ山岳地を含めた地域にも適用できる雪崩対策について提言することとした(図2)。

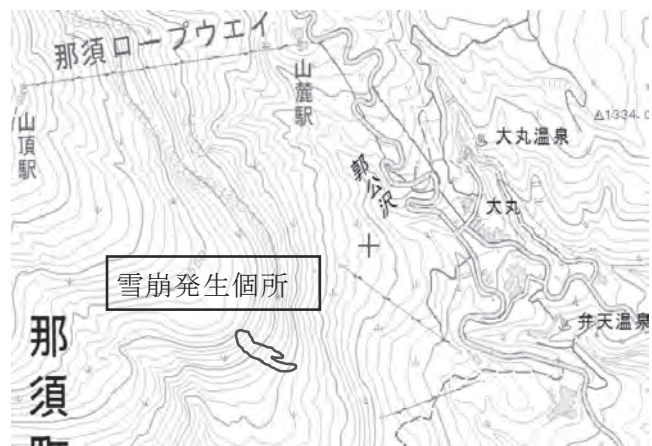


図1 雪崩発生箇所

調査研究チームは以下の通りである。

上石勲(防災科研, 研究代表)

研究分担者

中村一樹, 尾関俊浩(北教大), 中井専人, 河島克久(新潟大), 松元高峰(新潟大), 西村浩一(名大), 小田憲一(日大), 森口周二(東北大), 竹内由香里(森林総研), 根本征樹, 出世ゆかり, 内山庄一郎, 松四雄騎(京大), 近藤伸也(宇都宮大), 飯田肇(立山砂防カルデラ博物館), 吉田聡(京大)(所属未記入は防災科研)

連携研究者

松浦純生(京大), 勝島隆史(森林総研), 橋本明弘(気象研), 荒木健太郎(気象研), 岩波越, 鈴木真一, 小杉健二, 山口悟, 平島寛行, 伊藤陽一, 本吉弘岐, 阿部修, 安達聖, 鈴木比奈子(所属未記入は防災科研)

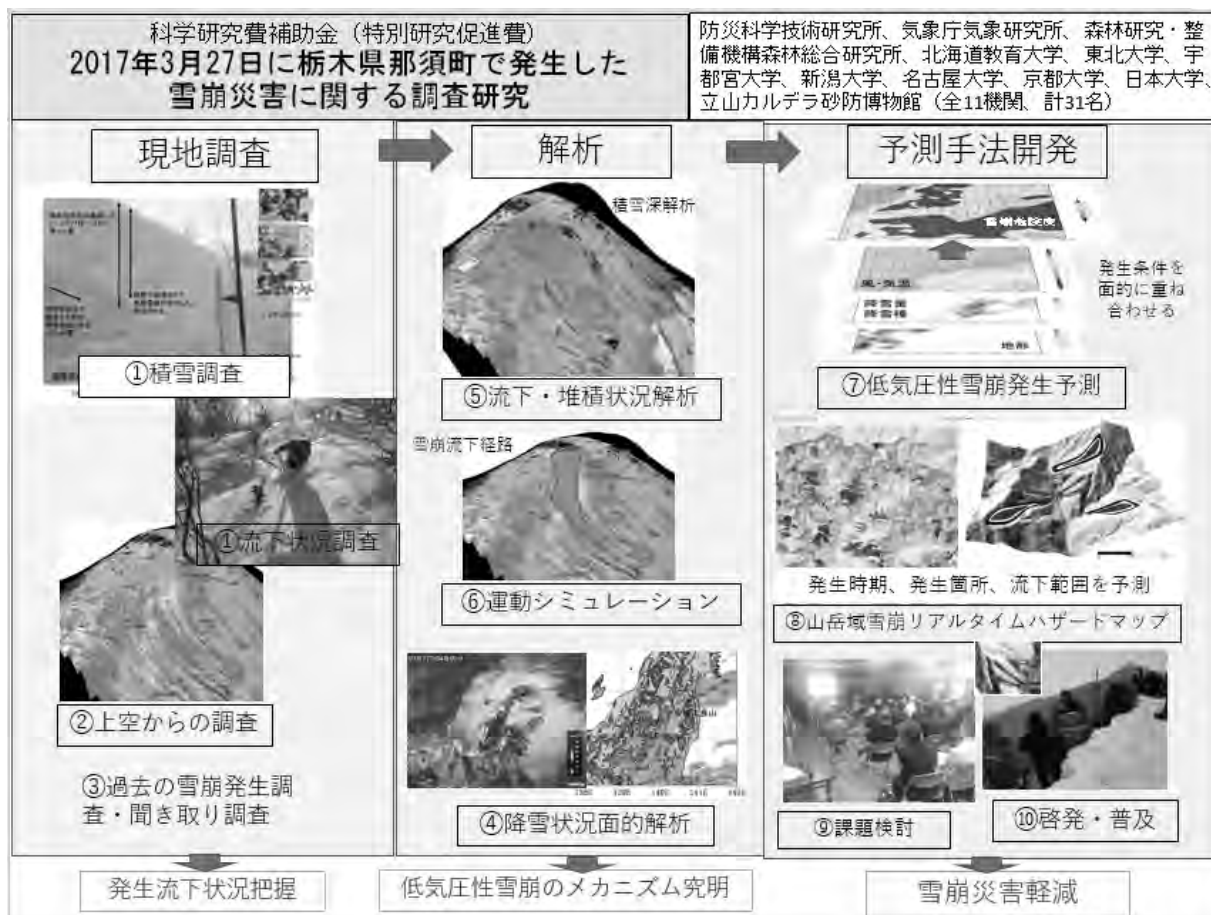


図 1 調査研究の流れ

3. 現状判明している雪崩発生状況

発生直後の現地調査，資料収集，聞き取り調査などから現時点で判明している雪崩の発生状況はつぎのとおりである(図3)。

雪崩の種類：乾雪表層雪崩

弱層の種類：27日~28日の低気圧性の降雪結晶

(冬型で降る雪よりも形が単純で崩れやすい)

雪崩発生斜面：那須岳南東の通称天狗岩下方斜面

発生斜面の勾配：35~40度

発生斜面の向き：南南東

発生斜面の植生：笹地

発生斜面の標高：約1500m

雪崩の流下延長：約300~400m

雪崩の幅：50m~100m

表層雪崩の発生区での破断面は確認されていないが，雪崩の堆積区から水平距離で約100m下方の標高1350m地点で，3月28日に行った積雪観測からは，積雪の表面から22~25cmに結晶の形が比較的単純で崩れやすい降雪結晶の弱層が確認されている。これは27日から28日かけて本州南岸を通過した低気圧によってもたらされた降雪であることが推定されている。、

4. 今後の研究計画

今後は調査研究チームが連携し，計画した研究調査を進めていく予定である。特に低気圧性の降雪に起因する雪崩の危険箇所マップやその啓発普及など今回の事故の教訓を活かし，各機関と連携して，2017-18冬期の雪崩災害防止にも役立つ研究を進めていく予定である。

なお、本成果は，平成29年度科学研究費助成事業（特別研究促進費）「2017年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究」によるものである。

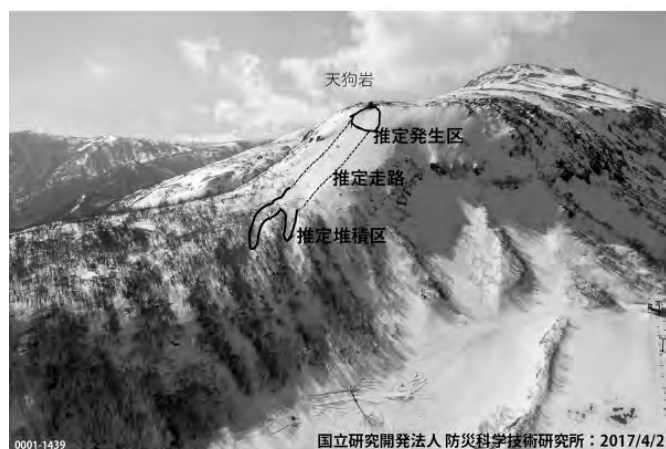


図3 雪崩発生斜面

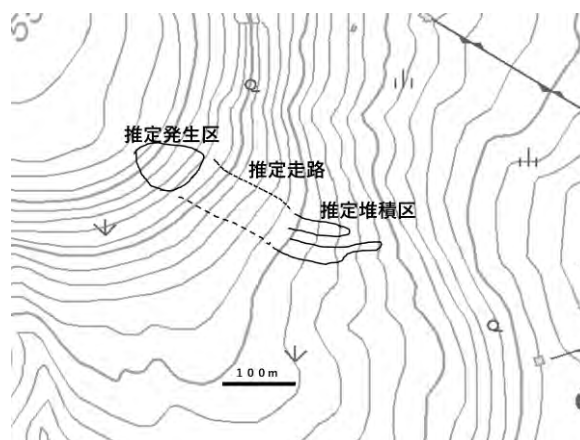


図4 推定雪崩発生状況

北海道知床半島羅臼町における海岸斜面の変動について

山田 真澄*・松四 雄騎*

* 京都大学防災研究所

要 旨

2016年8月17日～23日の1週間に7号、11号、9号の3個の台風が続々と北海道に上陸し、大雨による斜面崩壊が多数発生した。我々は、10月25～27日に知床半島の羅臼町において斜面崩壊の被害調査を行った。斜面崩壊は沿岸の急傾斜部に集中しており、海食崖近隣の斜面に崩壊の発生場が規定されていた。崩壊の堆積物は主にテフラや段丘堆積物であった。また、2015年4月に融雪によって発生した幌萌町地すべりの追加調査も実施した。この地すべりでは崩壊の地震記録が得られており、地震記録から地すべりの崩壊メカニズムを推定できる可能性があることを示した。

1. はじめに

一般に、ある規模の降水による単位面積あたりの斜面変動の発生数は、地形や地質の条件のほか、その地域の気候特性にも依存する。例えば、同じ300 mm/5 hの雨であっても、その再現期間が10年の地域と100年の地域とでは、地形に与えるインパクトが全く異なる。すなわち、より発生確率の低い降水イベントがより大規模・高密度な斜面変動を引き起こす。人為的な気候変化に伴い極端な気象現象の発生頻度が増大している今日、寡雨地域において、従来発生してこなかったような強度と量の降水イベントが、甚大な斜面災害を引き起こすことが懸念される。

近年、本来既往斜面災害の少ない北日本地域において、豪雨や融雪による斜面災害が相次いでいる。特に北海道東部沿岸域では、海食崖近隣斜面の変動がしばしば発生しており、知床半島では、東部沿岸一帯で2016年の8月及び9月に豪雨による斜面崩壊が発生し、また、これに遡る2015年の融雪期には幌萌地区で地すべり性の変動が生じた。これらは、それぞれタイプは異なるものの、海食によって形成された不安定な地形および地質条件を素因とするものであった。こうした斜面変動の形態を類型化し、発生要因や発生過程を特定しておくことは、今後警戒すべき斜面の形状や集落の立地条件を絞り込むうえで有用であろう。本発表では、2016年10月25～27日に行った2016年知床半島東沿岸の被害調査、および2015年幌萌町地すべりの追加調査について報告する。

2. 2016年地すべりの調査報告

2016年8月および9月のイベントでは、台風および前線活動に伴う降雨が、知床半島東部沿岸において多数の斜面変動を引き起こした。崩壊の発生分布と調査地および気象観測点（AMeDAS羅臼）の位置図を図1に示す。

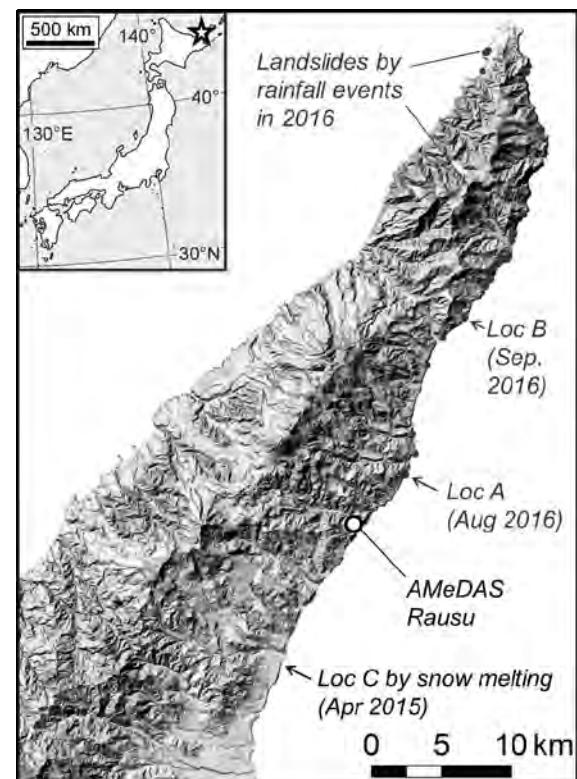


図-1 調査地域位置図

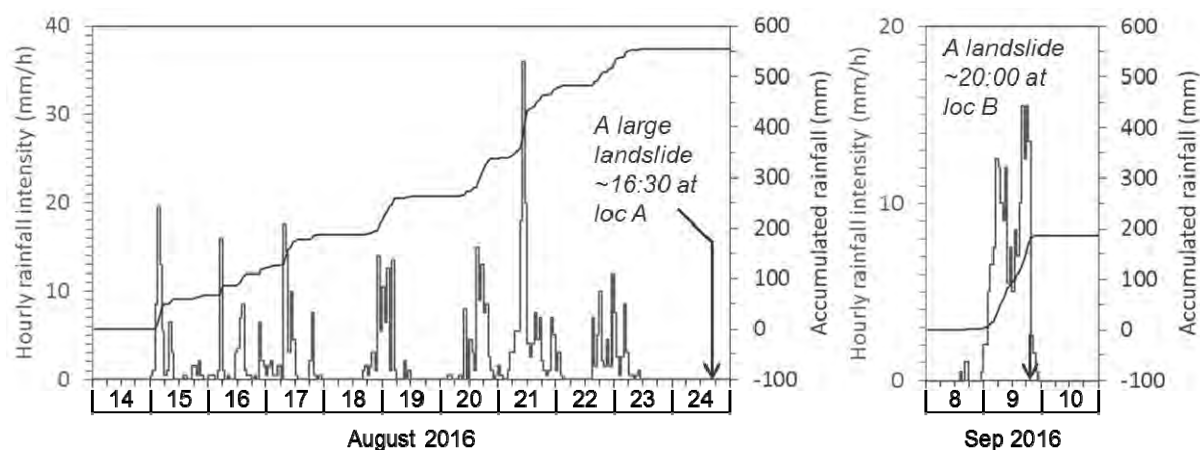


図-2 2016年の8月および9月の発災時降雨状況

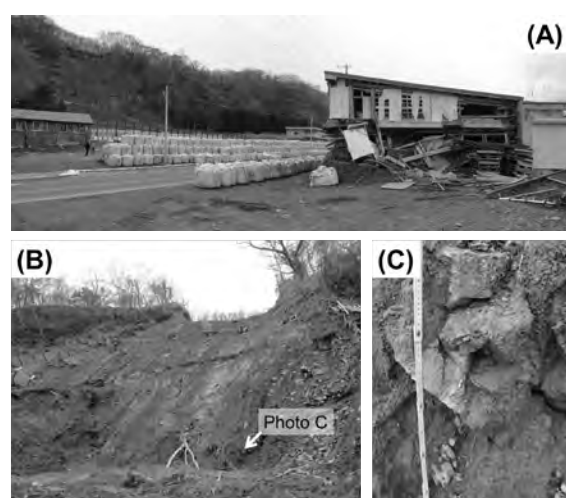


図-3 2016年8月24日に発生した斜面崩壊の状況

降雨の状況と発災のタイミングを図2に示した。2016年8月の降雨では発災の10日ほど前から断続的に雨が降り続き、8月21日の時間雨量30 mm/hを超える大強度イベントをピークにして、合計550 mm以上の雨がもたらされ、降雨終了の翌日8月24日の16:30頃、図1に示したLoc. A地点において大規模な斜面崩壊が発生した。また、9月の降雨では、9月9日の24時間で約180 mmの降雨がもたらされ、降雨最後半の20:00頃、図1に示したLoc. B地点で、大規模な崩落が発生した。

2016年の夏季は概しては梅雨前線活動と台風に伴う降水供給が活発で、発災前の2.5か月で600 mm、発災イベント間の2週間でも約150 mmの雨が、先行降雨としてもたらされている。観測期間の長い中標津観測点のデータでは、夏季から秋季にかけての降雨期（7-10月）の平年値が120-180 mm/月であるから、これらの降雨量が地域的に極めて特異な値であることがわかる。

図1をみると、斜面崩壊は沿岸の急傾斜部に集中していることがわかる。これは、海食によって形成された急崖に崩壊の発生場が規定されているためであると考えられる。図3に2016年8月に発災したLoc. A地点の地形と地質の状況を示す。低位段丘面の山地側に急崖をなす旧海食崖の上部が崩落し、低位段丘面上に建設された道路を横切って周辺の家屋に被害をもたらした（図3A）。崩壊源に近づくと、上部のすべり面は比較的緩勾配であるために見通せなくなり（図3B）、その下位の急傾斜部は溶岩層等の硬岩で構成されている（図3C）。崩壊源頭部ですべり面を形成した比較的緩勾配な斜面の内部にはテフラの成層構造が確認され（図4A）、崩壊物が段丘縁辺部に上載するテフラや段丘堆積物を主とするルーズな堆積物であったことがわかる。この状況は、9月に発災したLoc. B地点でも同様であった（図4B）。

こうした類似性は、他の地点でも広く認められる。また、そのようなタイプのマスマーブメントによって形成されたと考えられる崩壊痕跡や海食崖に懸垂する谷頭凹地も多数認められる。よって、この地域では、図4Cに模式的に示したような、硬岩層に上載する堆積物が低位段丘面上へと崩落するパターンでの斜面災害が典型的に起こるものと考えられる。低位段丘面上には、各種のインフラや、集落が立地していることが多く、地形や地質的な条件が類似する場所では、今後も同様の斜面災害に対する警戒が必要であるといえる。

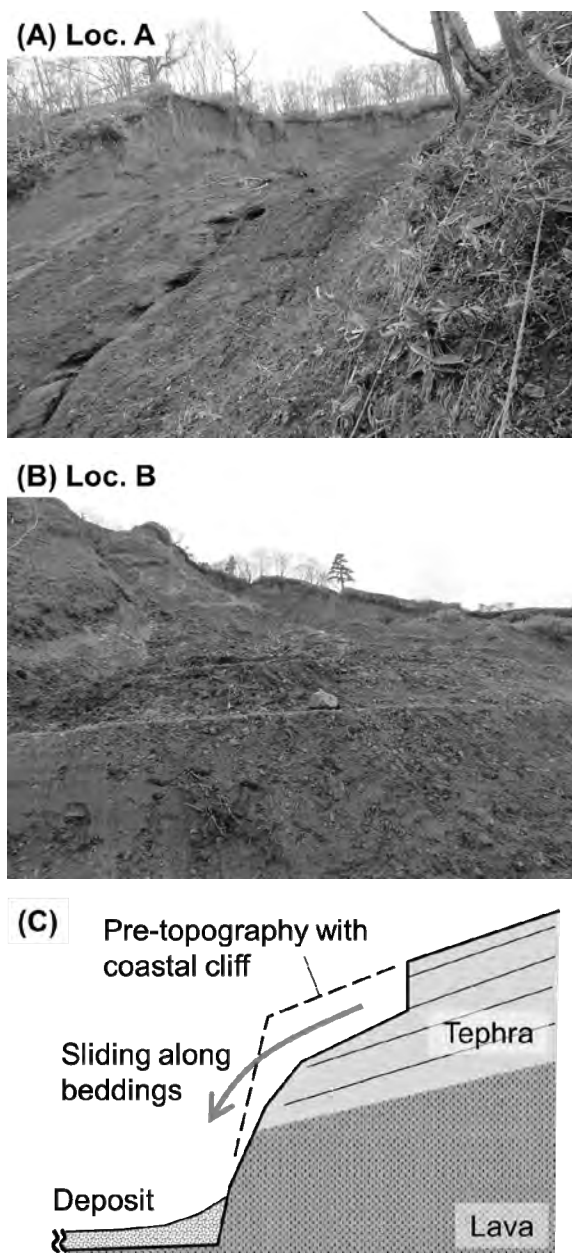


図-4 典型的な斜面崩壊のタイプと地質構造

3. 2015年幌萌町の地すべりについて

2015年幌萌町の地すべりは、北海道目梨郡羅臼町幌萌町の海岸段丘沿いに発生した。地すべりのサイズは幅380 m×長さ260 m程度であり、厚みは15-30 m、体積は $6.2 \times 10^5 \text{ m}^3$ である（アジア航測株式会社、2015）。この地すべりの先端が座屈することにより、海底が隆起して海面上に現れ話題となった（図5）。地すべりの発生時刻に関しては、4月24日6時30分以前に小規模なすべりが発生し、11時30分から16時30

分の間に大規模なすべりが発生したことが目撃証言より分かっている。本章では、現地調査による地すべりの地質・地形学的特徴と地震波形解析による地すべり運動のメカニズム解明について述べる。



図-5 地すべり発生前(2015年2月11日)および地すべり発生後の海岸の状況(2015年4月25日)

3.1 現地調査からみた地質と地形

幌萌町の地すべりが発生した場所は、知床半島の南東部にあたる。この海岸には段丘が形成され、高さ30m程度の崖となっている。元々の地形には地すべり履歴は確認できない。

この地域の地質は主に凝灰岩を層間に含んだ新第三紀の泥岩であり、段丘面は更新世の砂礫とテフラで覆われている。(図-6)。地層は海岸に向かって10度から20度ほどの角度で傾斜している。地すべりの場所では、すべった土塊の上部は凝灰岩層を含み、風化により破碎の進んだ泥岩であり、下部は固い泥岩と厚い軽石質の凝灰岩である。この上部地質におけるいずれかの層境界が地すべりのすべり面を形成したと考えられる。

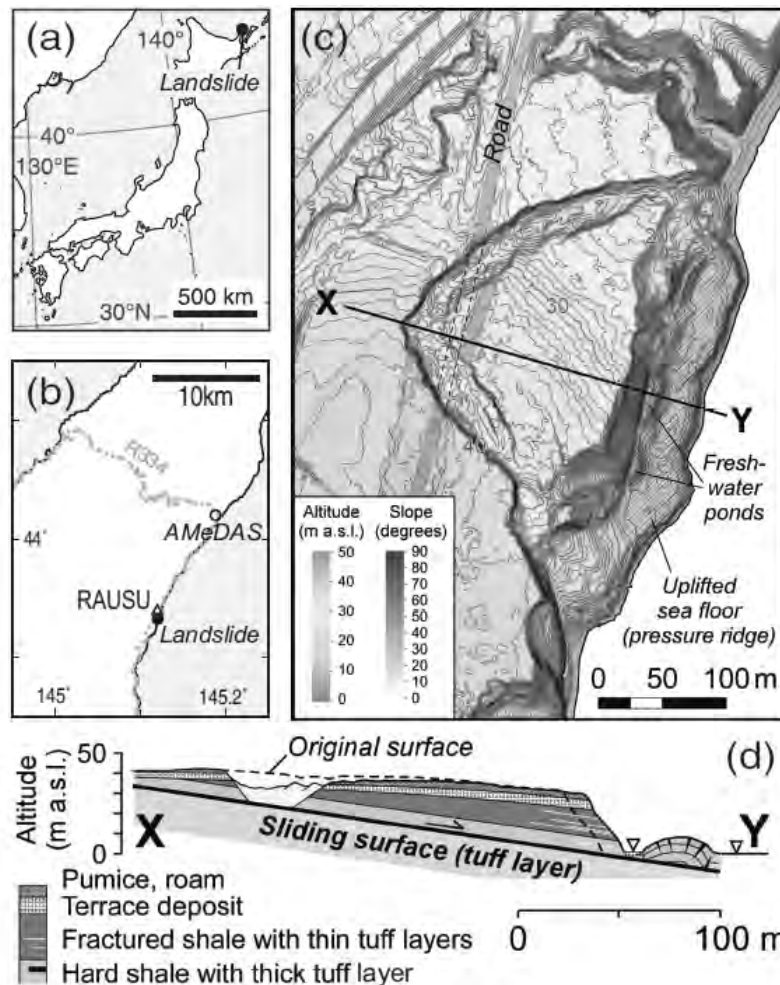


図-6 (a)日本全図(b)知床半島の拡大図。三角のRAUSUが地震観測点、丸印はアメダス観測点(c)地すべり周辺の数値標高モデル(d)図cのX-Yに沿った地質断面図

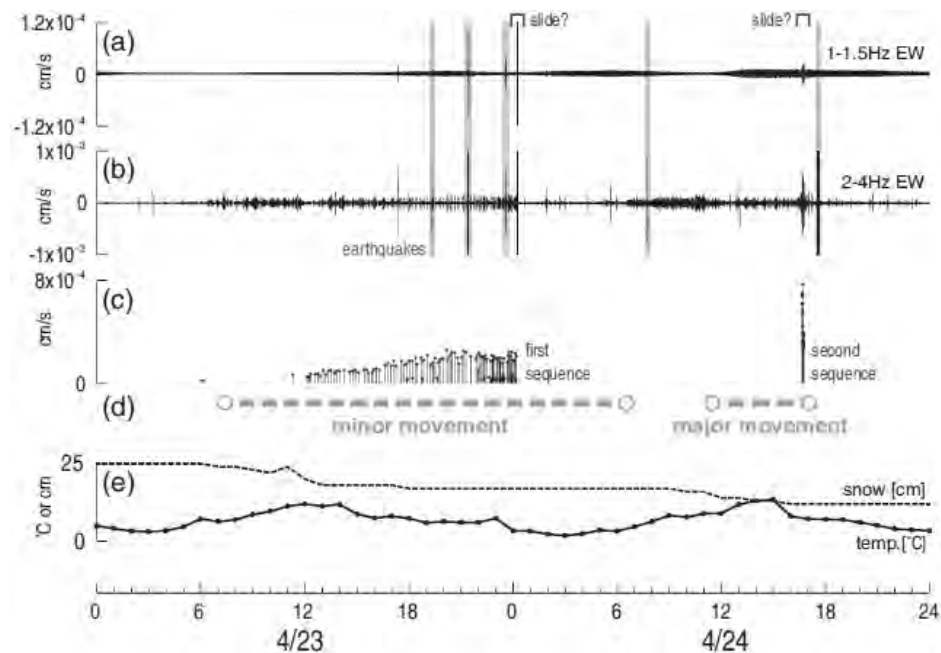


図-7 4月23日、24日の連続波形 (a-b)RAUSU観測点のEW成分(1-1.5Hzと2-4Hz)。鉛直の灰色線は無関係の微小地震を表している。(c) イベントの3成分合成振幅(d) 地すべりの発生時刻を拘束する目撃証言(e)アメダス観測点の積雪量と気温

3.2 地すべり発生前後の地震波形

地すべりに伴う地震活動が羅臼観測点の短周期地震計に記録されている (Yamada et al., 2016)。この地震観測点は地すべりから北へ0.85kmと非常に近距離にあり(図6b参照), 地震と比べて非常に小さい地すべりの信号を捉えることができる幸運な条件にあった。地震計は固有周期1Hzの3成分速度計で, サンプルリングは100Hzである。

図7aと図7bは4月23日と24日の2日間のEW成分の連続波形を示している。図7aは1-1.5Hz, 図7bは2-4Hzのバンドパスフィルタをかけたものである。図7bには23日12時から24日0時にかけて, ほぼ同じ振幅の小さなイベントが多数発生していることが分かる。同様のイベントは, 24日の16時40分から数分間にも発生している。

我々は, 明確に識別できるイベントを手動で切り出し, 波形の形がそれぞれの一連のイベント群でほぼ同一であることを確認した。そこで, マッチドフィルター法を利用して識別の困難なイベントの抽出を試みた (Gibbons and Ringdal, 2006; Peng and Zhao, 2009; Kato et al., 2012)。検出に使った波形の周波数帯は2-7Hzである。1つ目のイベント群からは, 23日6時から翌日0時12分の間に106個のイベントを検出し, 2つ目のイベント群からは, 24日16時40分から16時47分の間に23個のイベントを検出した。図8に検出したイベントをスタッキングして求めた波形を示す。どちらの波形もはっきりとしたP相とS相があり, P-S時間は0.5秒程度である。これは, P波速度を1.2 km/s, S波速度を0.7 km/sと仮定すると地すべり一観測点距離と整合的である。

図9と図10に1つ目と2つ目のイベント群の詳細な発生時刻と振幅を示す。1つ目のイベント群は, 23日6時に始まり, 12時頃から頻度が増えていく。発生間隔は12時以降はほぼ一定だが, 個々のイベントの振幅は時間の関数で線形に大きくなっている。この発生間隔は23日21時頃突然変化する。振幅は頭打ちし, 発生間隔が半分程度に短くなっている。この一連のイベントは24日0時12分に突然止まり, 地すべりの小規模な運動がおこったと考えられる。

2つ目の継続時間の短いイベント群は24日16時40分から16時47分までの間に発生している。このエピソードは発生間隔が数十秒と短く, 振幅が時間の経過と共に短くなり, 発生間隔も短くなっていく (図9)。これらの一連のイベントは, 地すべり運動に直接繋がる前駆的活動を反映していると考えられる。

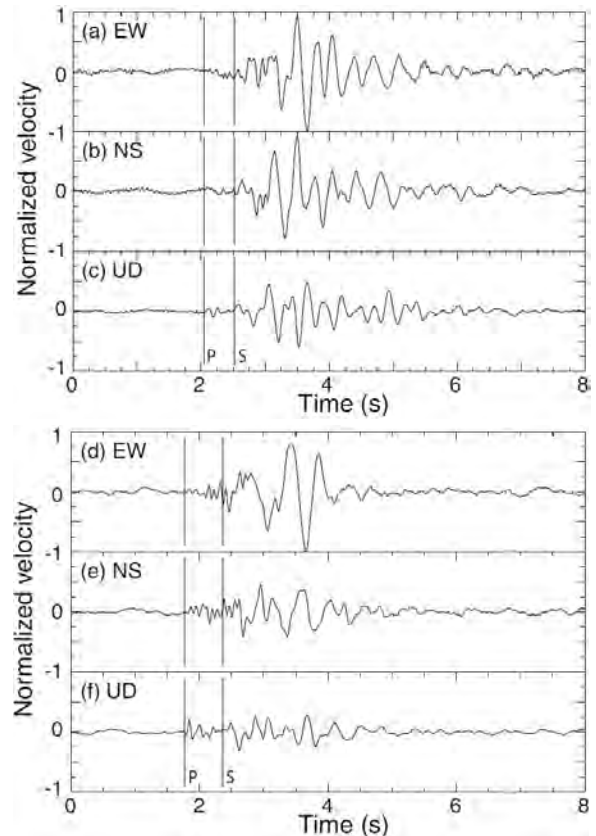


図-8 1つ目(a-c)と2つ目(d-f)のイベント群をスタックした地震波形。P波・S波到着時刻は目視で決定した。

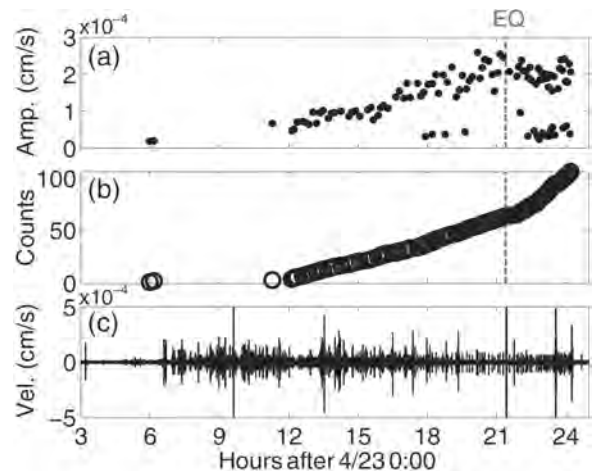


図-9 1つ目のイベント群の(a)3成分ベクトル和振幅, (b)累積個数, (c)2-7HzのEW成分速度波形

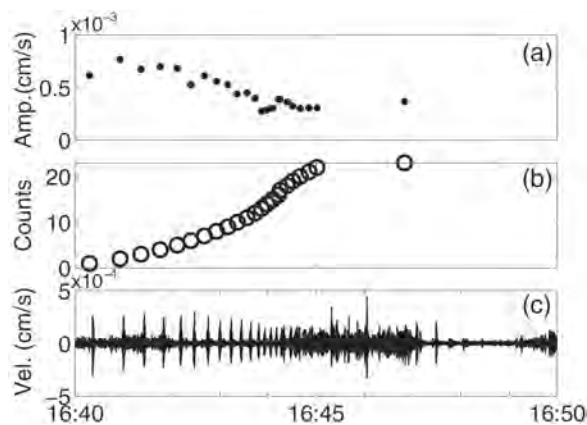


図-10 2つ目のイベント群の(a)3成分ベクトル和振幅, (b)累積個数, (c)2-7HzのEW成分速度波形

3.3 繰り返しイベントの解釈

羅臼観測点の地震波形解析により, 2つの地すべり運動の直前に, 連続した繰り返しイベントが発生していたことが分かった。それぞれのイベント群の中でほぼ同一な波形となっていることは, 連続するイベントがほぼ同じ場所で, 非常に狭い領域で発生していることを示している。また, 1つ目のイベント群と2つ目のイベント群は波形が全く異なるため, 違う場所で発生していると考えられる。

繰り返しイベントの発生は, 岩石実験において観測されるスティックスリップ現象 (Brace and Byerlee, 1966) と類似している。同様のスティックスリップ現象は氷河や氷床の運動時にも観測されている (例えば, Caplan-Auerbach and Huggel, 2007; Thelen et al., 2013; Allstadt and Malone, 2014; Helmstetter et al., 2015; Lipovsky and Dunham, 2015)。

スティックスリップ現象は安定したせん断応力の蓄積と, 応力を蓄積する固着域の存在を示唆している。この地すべりの場合は, 雪解け水による間隙水圧上昇が駆動源となり, すべり面の凹凸によって生成される固着域が脆性的な不安定すべり, つまりスティックスリップを発生させたと考えられる。

イベントの振幅変化や発生間隔は, すべり面の物理的な特性を反映していると考えられる。イベントの発生がほぼ等間隔であることは, 地すべりの前駆的運動においてせん断応力の蓄積が非常に安定していることを示唆する。この地すべりは, すべり面の固着域と安定すべり域という不均質構造が地すべり運動に重要な影響を及ぼすということを示した初めての例であり, マスムーブメントの発生メカニズムの理解に新たな解釈をもたらすと考えられる。

4. まとめ

我々は, 2016年8月15日~23日及び9月9日に発生し

た大雨による斜面崩壊を調べるため, 10月25~27日に知床半島の羅臼町において被害調査を行った。斜面崩壊は沿岸の急傾斜部に集中しており, 海食崖近隣の斜面に崩壊の発生場が規定されていた。崩壊の堆積物は主にテフラや段丘堆積物であった。また, 2015年4月に融雪によって発生した幌萌町地すべりの追加調査も実施した。この地すべりでは崩壊の地震記録が得られており, 地すべり運動の前駆的運動と考えられるスティックスリップ現象が記録されていた。地震記録からマスムーブメントの発生メカニズムを推定できる可能性があることを示した。

謝 辞

地震波形は防災科学技術研究所と気象庁によって観測されたデータを使用しました。高解像度の数値標高モデルはアジア航測株式会社より提供していただきました。本研究は自然災害研究協議会の支援を受けています。

参考文献

- アジア航測株式会社 (2015): 災害関連情報一覧 平成27年4月 北海道羅臼町幌萌町の地すべり, <http://www.ajiko.co.jp/article/detail/ID52LX8TT3L/>
- Allstadt, K. and Malone, S. D. (2014): Swarms of repeating stick-slip icequakes triggered by snow loading at Mount Rainier volcano. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119(5):1180-1203.
- Brace, W. and Byerlee, J. (1966): Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153(3739): 990-992.
- Caplan-Auerbach, J. and Huggel, C. (2007): Precursory seismicity associated with frequent, large ice avalanches on Iliamna volcano, Alaska, USA. *J. Glaciol.*, 53(180):128-140.
- Gibbons, S. J. and Ringdal, F. (2006): The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophys. J. Int.*, 165(1):149-166.
- Helmstetter, A., Nicolas, B., Comon, P., and Gay, M. (2015): Basal icequakes recorded beneath an alpine glacier (glacier d'argentire, mont blanc, france): Evidence for stick-slip motion? *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 120(3):379-401.
- Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., and Hirata, N. (2012): Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Science*, 335(6069):705-708.
- Lipovsky, B. P. and Dunham, E. M. (2015): Tremor during ice stream stick-slip. *The Cryosphere*

- Discussions, 9:5253-5289.
- Peng, Z. and Zhao, P. (2009): Migration of early aftershocks following the 2004 Parkfield earthquake. *Nat. Geosci.*, 2(12):877-881
- Thelen, W. A., Allstadt, K., De Angelis, S., Malone, S. D., Moran, S. C., and Vidale, J. (2013): Shallow repeating seismic events under an alpine glacier at Mount Rainier, Washington, USA. *J. Glaciol.*, 59(214):345-356.
- Yamada, M., J. Mori and Y. Matsushi (2016): Possible stick-slip behavior before the Rausu landslide inferred from repeating seismic events. *Geophysical Research Letters*, 43, doi:10.1002/2016GL069288.

2016 年8 月東北豪雨による岩手県内の河川災害調査結果 —岩手県久慈川の流木調査—

松林由里子*

* 岩手大学

要 旨

2016年台風第10号による8月29日から31日までの降雨により、岩手県久慈市を流れる久慈川沿いで生じた氾濫では、橋梁などへの流木の堆積が被害拡大の原因の一つになったと考えられる。流木の発生源と特性について検討するために、河口と河川敷に残された流木の計測を行った。その結果、周囲長と長さの相関は、倒木では高く、根が残された流木、根がない流木の順に相関が低くなった。

1. はじめに

2016年8月30日に岩手県大船渡市付近に上陸した台風第10号による降雨で、岩手県内では広い範囲で氾濫や土砂災害による被害が発生した。県内全体で、住家が全壊489棟、半壊2,218棟、一部損壊88棟、床上浸水103棟、床下浸水1374棟、死者21名、行方不明者2名、軽傷4名の被害が発生した。被害の多くは、北上山地から太平洋岸側に流れる中小河川沿いで発生し、特に県北沿岸域の岩泉町や久慈市での被害は大きく、全壊住家のうち、444棟は岩泉町、29棟が宮古市、12棟が久慈市内で発生した（岩手県，2017）。岩泉町を流れる小本川，安家川，宮古市を流れる閉伊川支川の刈屋川，久慈市を流れる久慈川では、流木の堆積による橋桁の流出や、せき上げによる越水、流木の衝突による家屋被害が発生している。（平成28年台風第10号水害 土木学会・地盤学会合同調査団，2017）流木の発生源は大きく分けて、山腹からの土石流や斜面崩壊に伴って流出する立木や倒木と、河畔林や河川敷の倒木の流出のほか、河岸侵食による立木の流出などが挙げられ、災害の発生より前に倒伏や伐採などによって、すでに枯死していた木と、災害前まで生きていた木が流出したものも含まれる。本研究では、写真-1に示す橋脚への流木堆積によるせき上げにともなう橋梁周辺の氾濫による被害が発生した久慈川で、流木発生源と特性について検討するために、河口と河川敷に残された流木の中で、災害前まで生きていたと思われる、樹皮や枝葉の残っている流木と河川敷内の倒木の調査を行った。

2. 調査内容

調査は、2016年9月から12月に行い、久慈川河口と河川敷に残された流木，倒木，立木の内，台風第10号による降雨以前には山腹や河川敷で生息していて、大雨によって流出したと推測される，樹皮や枝葉が残されたものを対象とした，調査地点は河口，河口から10km上流までの複数地点である。

調査では，場所，長さ，周囲長のほか，根が残されている場合は，根の高さと幅を計測した。計測内容については，写真-3に示す。また，年輪計測のためのコアを採取し，樹皮や葉から種類を推測し，不明な場合は針葉樹か広葉樹を記録した。



写真-1 久慈川鉄道橋の流木堆積
(2016年9月2日撮影)

3. 結果

計測した木は110本で、そのうち、根が付いた流木は34本、根のない流木は34本、倒木は35本、立木は8



写真-2 河岸侵食によって根が露出したスギ



写真-3 流木の計測場所

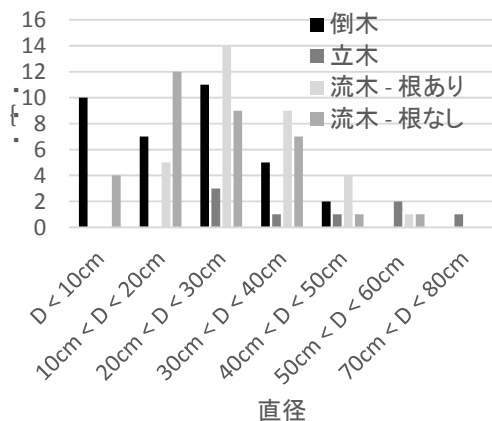


図-1 直径分布

表-1 計測値間の相関係数

	周囲長と長さ	周囲長と根の高さ	根の高さと幅
流木・根ありn=42	0.555	0.085	0.547
流木・根なしn=25	0.304	—	—
倒木n=36	0.759	—	—

本である。倒木は、生息場所で幹が倒れたものと考え、根の一部が埋まって、幹が倒伏したものを倒木とした。流木の多くは、根や枝葉が損なわれており、流出過程に折損したものと考えられる。また、写真-2のように河岸侵食によって根が露出した木や、根の周辺が洗掘されて倒伏した木は見られたが、立木の幹が切断された切り株は見られなかった。図-2に観測した木の直径分布を示す。直径は幹の断面が円であると仮定し、調査で計測した周囲長から求めた。倒木の直径で、10cm未満の本数が多いのは、群生していた低木のヤナギを計測したためである。

渋谷ら(2011)は、豪雨災害における流木の流下途中での折損による長さや直径の変化に注目し、立木であれば見られるはずの直径と長さ、根部の直径の相関が無いことを報告している。今回の調査結果から求めた相関係数を、表-1に示す。流木・根ありの長さは、根より上の部分の長さとした。倒木は、流木に比べて、枝葉が残っており、周囲長と長さの相関が高い。根なしの流木は、根ありの流木に比べて相関が低く、流下途中での折損の影響がより大きく、樹皮が残っていることから直径の減少はなかったとすると、幹の長さが短くなったと考えられる。

4. まとめ

本研究では、2016年台風第10号による豪雨災害で岩手県久慈市を流れる久慈川で発生した流木や倒木を調査し、周囲長と長さなどの関係を比較した。その結果、生息場所で倒れただけの倒木は周囲長と長さの高い相関があるが、根ありの流木、根なしの流木の順番に相関が低くなる。流下途中の折損の度合いが強くなると相関が低くなると考えられるが、流下による流木の変化については、より詳細な検討が必要である。

参考文献

- 岩手県（2017）：台風10号に伴う被害などの状況，
<https://iwate.secure.force.com/servlet/servlet.FileDownload?file=00P2800000eGizIEAS>, 2017.2.10. .
- 平成28年台風第10号水害 土木学会・地盤学会合同調査団（2017）：平成28年台風第10号による岩手県災害調査報告書.
- 渋谷一，香月智，大隅久，國領ひろし（2011）：平成22年7月16日に広島県庄原市で発生した豪雨災害における流木実態調査，砂防学会誌，Vol. 64 (2011) No. 1 p. 34-39

熊本城の被災地盤構造物の調査報告

杉本 知史*, 山中 稔**

* 長崎大学大学院, ** 香川大学

要 旨

平成28年熊本地震により、震源や断層付近を中心に盛土や河川堤防などの多くの土構造物に被害をもたらした。熊本城においても、空積の石垣やその背後の地盤が多数崩壊し、今なお復旧のめどが立っていない状況にある。著者らは、熊本城に主眼を置いた歴史遺産の被災状況を地盤工学的観点で調査し、今後の復旧工事における管理者への情報提供ならびに技術的助言を行うことを目的とした活動に取り組んできた。本報では、これまで調査活動に関する内容を報告する。

1. 調査活動の概要

先般の平成28年熊本地震においては、熊本城や多数の石橋群にも多大な被害が生じ、これまであまり注目することのなかったこれら歴史的な土構造物や築石構造物についても、地盤工学的観点から調査を行う必要があると考え、地盤工学会調査団に「歴史遺産関連班」が設けられた。当班は、大規模地震に伴う被災状況の確認、特徴の抽出、被災メカニズムの解明、復旧工事に向けた工学的な助言を目的として、これまで調査活動に取り組んできた。

調査団が結成されて以降、地盤調査を中心とした調査活動に取り組んできたが、当初は調査対象がすべて名所旧跡といった自治体の管理下にあるものということもあり、調査自体がままならない状況にあったため、他班と比べ活動の進捗は芳しくなかった。しかしながら、管理者との地道なやり取りの末、調査活動に理解を賜ることができたことから、平成28年6月以降に本格的に調査が進められた。これまで、熊本城については城内全体の被災状況の調査、調査結果を踏まえた石垣周辺の安定性評価のためのサウンディング試験の実施、城内敷地直下の地質構造の解明のための表面波探査の実施、城内地表面の振動特性の解明のための常時微動計測の実施、応急的な変状監視のための簡易器具の設置と管理者への方法解説などを行ってきた。

以下、熊本城に関する調査活動のこれまでの成果について述べる。

2. 熊本城周辺の地盤環境

熊本城は、加藤清正により慶長12年（1607年）に築城された。それまでは、茶臼山と呼ばれる植木台地の先端が熊本平野に突出した丘陵であり、その東端は海拔50m、西に向かって次第に低くなる地形を有する。地質は溶結凝灰岩で崩壊しやすく、雨による浸食が進み急崖が多く形成されており、周辺には浸食谷が点在している。図-1ならびに図-2は、熊本城内における過去のボーリング調査により得られた深度方向の地質構成ならびに想定断面図を表す¹⁾。城内では、昭和33年ならびに平成27年にのみ調査が行われているにすぎず、天守閣北側の限られた範囲で計12本のデータに留まる。地表面より深さ10m程度までは、N値が10前後の造成時の埋土や火山灰質砂・シルトで構成されている。深さ50mまでにおいては、N値が10～20程度の火山灰質砂や風化が進行していると思われる凝灰角礫岩の層が存在する。さらに50m以深には、N値50超の安山岩の基盤層が存在することが確認されている。

図-2より、平左衛門丸内の約50mの区間にAso4や基盤層の急激な落ち込みが確認できることから、平成27年のボーリング調査の報告書¹⁾において熊本城北側に存在するとされている立田川断層に起因する地質的不連続面の存在が指摘されている。これらのことから、城内敷地直下約20mの範囲に存在するAso4主体の地質は比較的N値が低く、石垣などの重量構造物や表層付近の基礎地盤は地震に対する抵抗性も低いものと考えられるとともに、造成時の切盛境や基盤岩の凹凸の存在が推定されることから、地盤工学的、地質学的に検討を要すると考えられる。

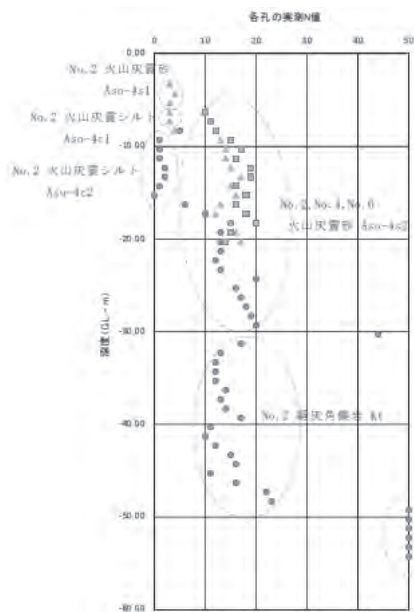


図-1 城内の深度と N 値の関係

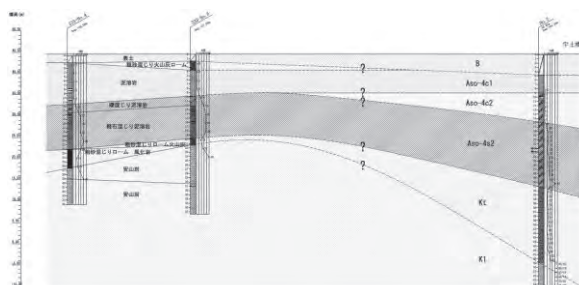


図-2 天守閣と宇土櫓間に位置する平左衛門丸内の地質構成の想定断面図

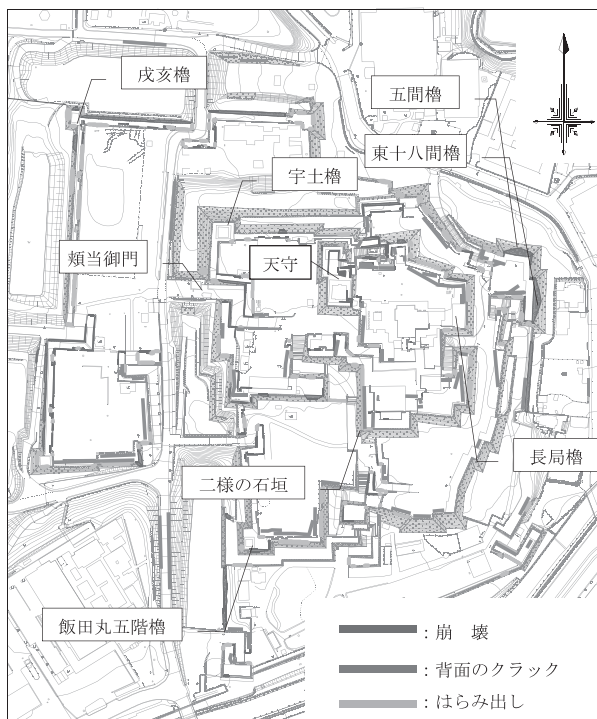


図-3 本丸周辺での石垣被災箇所
(熊本城調査研究センター提供資料より作成)

3. 石垣石ならびに基礎地盤の被災状況

熊本城は、平成28年4月14日の前震および16日の本震により、国指定重要文化財建造物である東十八間櫓等の倒壊の他、石垣の崩壊・はらみ出し、石垣背面のクラック等が発生した。本丸周辺での石垣の被災位置を図-3に、被災状況を写真-1に示す。石垣は、崩壊に至らなかった箇所でも、はらみ出し等の変状が数多く見られるため、比高が高い長局櫓北側石垣、二様の石垣および宇土櫓西側石垣の3箇所で、3Dレーザースキャナーによる石垣前面の測量を実施した。図-4に二様の石垣での測量成果を示す。測量成果は、地震発生前の石垣断面と比較することで、地震動による石垣の変状を定量的に把握する一資料となるものと考えられる。

熊本城内においては、図-5に示すように敷地全体にわたり石垣の崩落・孕み出し、石垣背面の基礎地盤の崩壊・亀裂発生・沈下、建屋の倒壊・一部損壊が発生した。中でも石垣ならびにその裏込めの基礎地盤の崩落は、石垣高さや勾配、延長に抛らず各所で発生しており、今後の復旧において熊本城を形成している地盤の調査に基づいた崩落発生メカニズムを明らかにしていくことが重要と考えられる。

特に、立田山断層に伴う地質的弱線の存在が城内全体に影響を及ぼしていることが予想されることから、本丸周辺の石垣の被災状況について、UAV等により撮影された画像ならびにCAD平面図に基づき、石垣石の射出方向と最大飛距離、石垣高さとの関係を調べた。

図-6に射出方向と最大飛距離との関係を示す。東西方向の石垣石の射出に対して、南北方向の方が、件数が多いうえ最大飛距離が10mを超えるものが多数存在することが確認できる。石垣石の射出方向および飛距離は、石垣面の方角・延長・石垣高さにも依存し、一概には断定できないが、城内敷地を構成する石垣は概ね東西南北に面しており、石垣の崩れやすい方向、ひいては敷地直下の地盤の振動特性を反映している結果とも考えられる。

図-7に、石垣高さと最大飛距離の関係を示す。東西方向に比べ南北方向の崩落件数が明確に読み取れるとともに、全体的な傾向として石垣高さと最大飛距離は概ね線形関係にあることが伺える。しかしながら、南北方向と比べ、東向きの石垣は石垣高さが高くとも石垣石の最大飛距離が小さい傾向にあることも確認できる。このことから、石垣の形状よりも崩壊に起因する原因が考えられ、石垣の基礎部地盤や背後の裏込めの状況について、十分な検討を要するものと考えられる。



(a)天守北側石垣

(b)頬当御門石垣

(c)長局櫓北側の地表亀裂

写真-1 天守北側石垣の崩壊とクラック発生状況

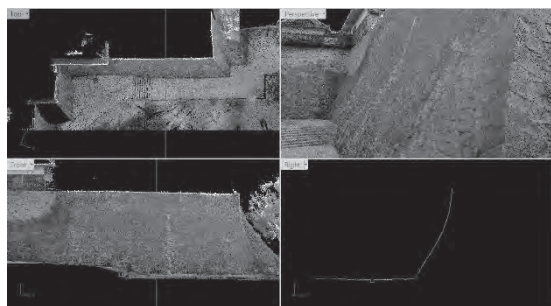


図-4 3D レーザースキャナー測量成果

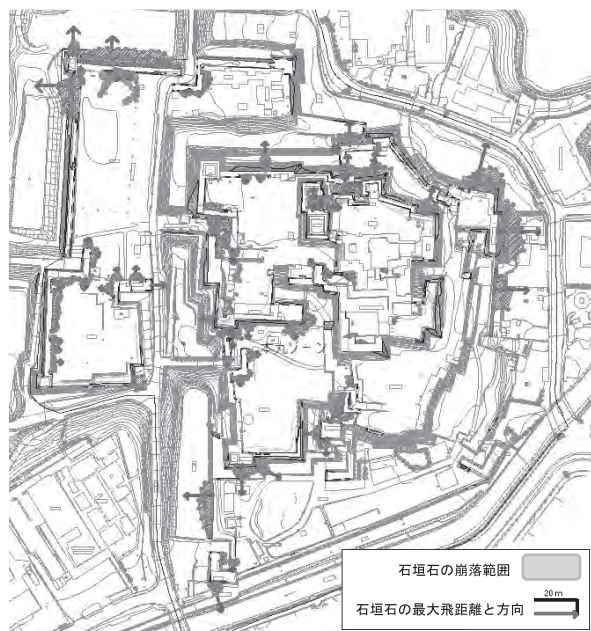


図-5 本丸周辺の石垣石の崩落状況

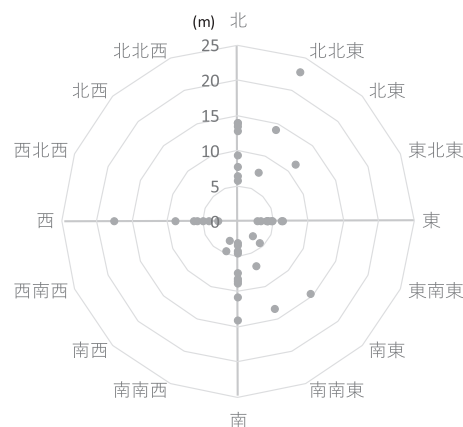


図-6 射出方向と最大飛距離の関係

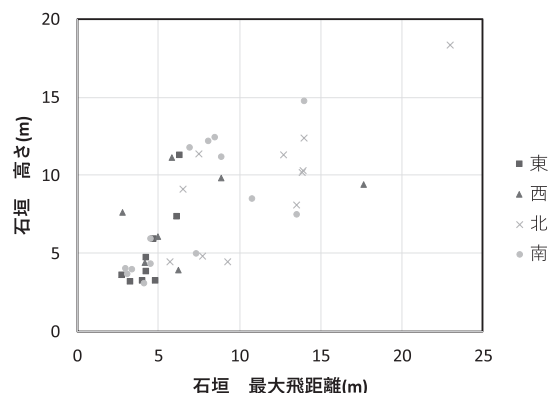


図-7 石垣高さと最大飛距離の関係

4. 動的コーン貫入試験による被災箇所の評価

熊本城の石垣の変状により地表面にクラックが発生した箇所の地盤強度の推定及びすべり面深さを推定するために、長局櫓周辺のクラックが発生している箇所です簡易動的コーン貫入試験を実施した。

図-8に測定位置と測定結果を示す。クラックの影響がないとみられる場所については、 N_d が50となる1.6m

の深さまでコーン貫入を行った。また、クラックの近く（外側）については2mの深さまで、クラック内については3mの深さまでコーン貫入を行った。簡易動的コーン貫入試験から得られた N_d については、対象地盤が砂質土と見なし、換算 N 値³⁾を求めた。

図-8(a)のクラックの影響外の地盤の表層については、深さ0.3mまでは、換算 N 値が15以上を示し、比較的良好に締め固まった状態にある。影響外の場所において

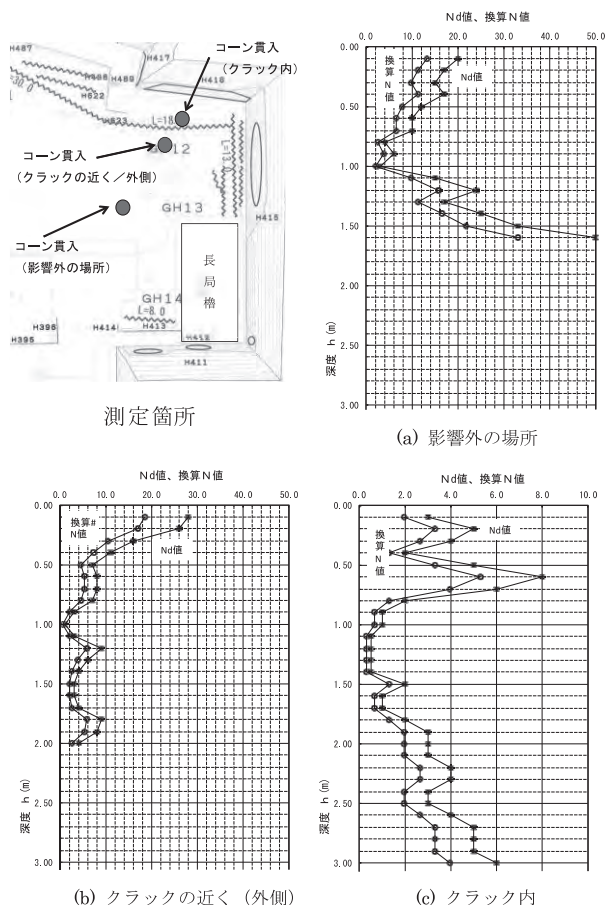


図-8 簡易動的コーン貫入試験の結果

も、深さ1m程度に非常に弱い層が見られる。それより深くなると1.5mで換算N値が30を越える硬い層が見られる。

図-8 (b)のクラックの近くの外側の位置では、表層に硬い層が見られるが、深さ0.5m以下では、換算N値が10以下で、2mの深さでも軟らかい状態にあることがわかる。表層は硬い状態でもクラック周辺では軟らかい層が深くまで続いているため注意が必要である。

図-8 (c)のクラック内では、表層付近も換算N値が4程度で、非常に軟らかい状態になっている。深さ1.0～1.5m付近は換算N値がゼロに近く、すべりが発生しているのではないかと考えられる。また、深さ3.0m付近の位置でも換算N値が6以下であり、軟らかい層が深くまで続いていることが分かる。内部で拘束圧が働かず、非常に不安定な状態であると考えられる。クラックが発生している箇所では、地盤の緩みが発生していることが把握できた。このような場所では、崩壊の危険性が高く、今後早急に修復対策を行う必要があると考えられる。場内で多くの箇所でクラックが発生しているため、崩壊に至っていない場所や健全な場所での試験を含めて、さらにデータを取得する必要がある。

5. 表層地質構造推定のための表面波探査の実施

熊本城内の石垣や建造物の地震被害の要因として表層地盤の影響が考えられるために、表層地盤（深度10～20m程度）の硬軟の検出が可能な表面波探査を実施した。

1) 平左衛門丸での表面波探査の実施

表面波探査は、図-9に示す平左衛門丸で格子状に6測線（測線1～6）実施した。その他、本丸で5測線、城内敷地で6測線の、計17測線で実施した。写真-2に、測線6での実施状況を示す。地震により落下した瓦が散乱したなかで探査を行った。

今回の調査において表面波探査は、地震計24個を2m間隔で設置し（1測線46m）、カケヤによる起振の間隔2mでのランドストリーマ形式で実施した。解析深度は23mとなる。

図-10に、測線4でのS波速度構造断面図を示す。深度8m付近まで $V_s=240\text{m/s}$ 以下を示す盛土およびAso-4c層が緩く堆積しており、その下位に $V_s=240\sim300\text{m/s}$ 程度の比較的締まったAso-4s層が、あまり明瞭ではないが起伏を伴って堆積している。このAso-4s層の下位には安山岩が分布しており、これらの層の起伏が地表面の石垣等の被害に大きな影響を与えたと考えられる。

2) 本丸での表面波探査の実施

図-11に、天守台のある本丸における表面波探査の測線を示す。本丸では、測線7～測線11の4測線で表面波探査を実施した。写真-3に、長局櫓から大天守に向かう測線7での表面波探査の実施状況を示す。

図-12に、測線7および測線9における表面波探査により得られたS波速度の解析断面を示す。いずれの測線ともに、深度6～8mにおいて $V_s=200\text{m/s}$ 以下、深



図-9 平左衛門丸での表面波探査の測線配置

写真-2 表面波探査の実施状況(測線6)

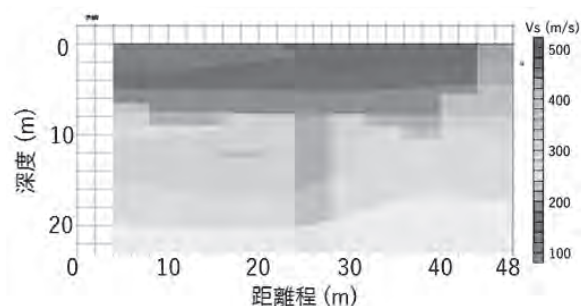


図-10 S波速度構造断面（平左衛門丸、測線4）



図-11 本丸における測線図



写真-3 表面波探査の実施状況（本丸，測線7）

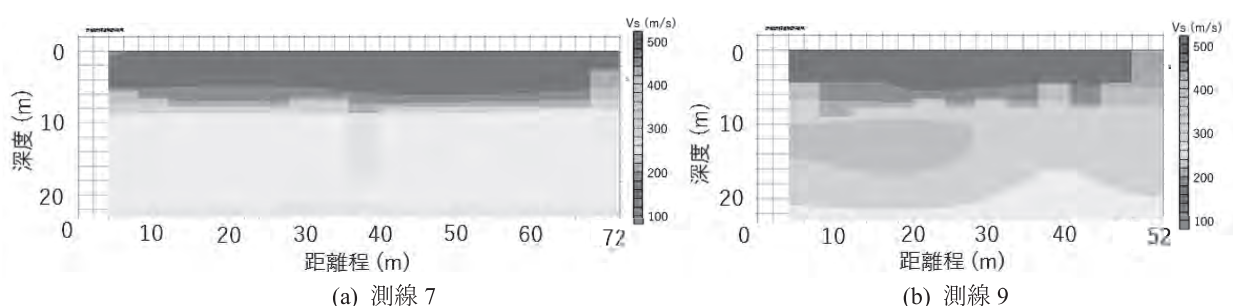


図-12 S波速度 V_s の解析断面（本丸）

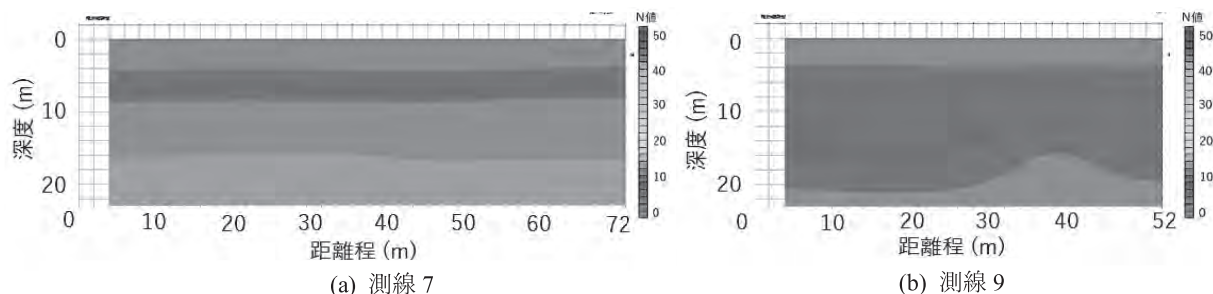


図-13 V_s から N 値への変換断面（本丸）

度8～9m以深では $V_s=250\text{m/s}$ 前後の均質な土層が分布していることが分かる。

図-13に、同じ測線7および測線9での V_s を次式⁴⁾によって N 値に換算した断面を示す。

$$N=(V_s/97)^{0.314}$$

ここで、 N ：標準貫入試験における N 値

V_s ：表面波探査による S 波速度 (m/s)

いずれの測線ともに、深度8mまでは N 値が10以下と緩く、深度8m以深では N 値が10～16程度と若干上昇している。

6. 基盤深度推定のための常時微動測定の実施

熊本城内の本丸や平左衛門丸等において、基盤深度推定のための常時微動測定を行った。本発表においては、測定結果の一部を紹介するものとする。

図-14に、本丸（地点5-2, 5-4, 6-4）および平左衛門丸（地点8-1, 8-3, 7-3）における常時微動観測位置を示す。

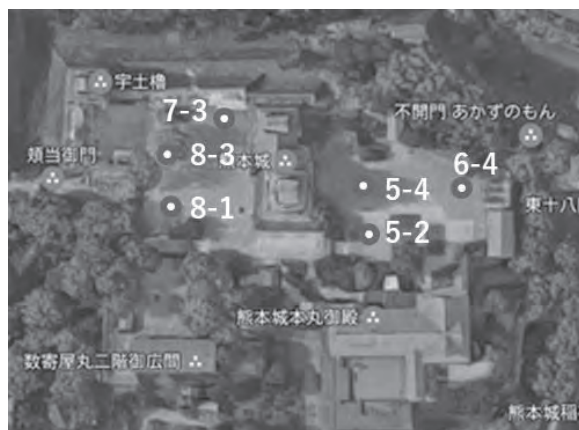


図-14 常時微動観測位置

各観測位置において常時微動計 (McSEIS-MT NEO) を用い、平坦部に方位を一致させ設置した後、一地点概ね1時間の計測時間とした。常時微動測定では、水平2方向と上下方向Vの3成分について、サンプリング周波

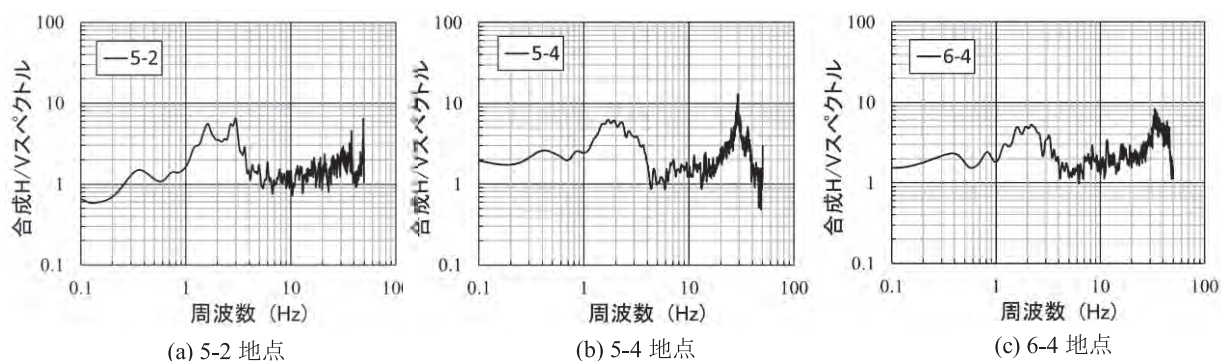


図-15 本丸における常時微動観測結果

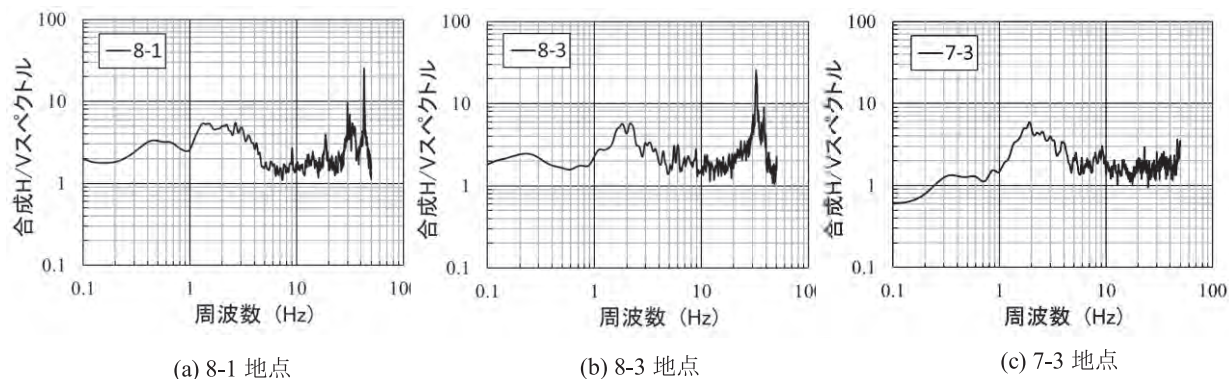


図-16 平左衛門丸における常時微動観測結果

数100Hzとし、加速度波形からノイズの少ない40.96秒間のデータでフーリエスペクトルを求めた後、各方向のスペクトル比を算出した。なお、スペクトルはバンド幅0.24HzのParzenウィンドウにより平滑化した。

図-15に、本丸における常時微動の水平合成方向のH/Vスペクトルを示す。周波数1～3Hz付近にピークが見られるが、このピーク時の周波数は基盤面までに堆積する火山灰質土層の厚さに影響を受けていると考えられるが、図-15に示す近接する3地点での基盤面の急変は無いようである。本丸では、震災後に基盤層確認のためのボーリング調査が実施されており、そのボーリング柱状図をもとに、本丸における基盤層の深度を確認する予定である。

図-16には平左衛門丸での常時微動の水平合成方向のH/Vスペクトルを示すが、本丸と比べて地盤高の低い平左衛門丸におけるピーク時の周波数に大きな違いは見られない。また、前述の図-2において示唆された平左衛門丸内の基盤岩深度の急変は常時微動の結果からは判断できない。今後のボーリング調査等の結果を用いて検証する必要があると考えている。

7. おわりに

文化財としての側面から、これまで調査ボーリング等の実施が最低限にとどめられていたことから、熊本城に関する地盤・地質に関する情報は非常に限られて

いる中、調査活動を進めることとなった。特に、貫入試験などの削孔を伴う調査は当初難しいとされたことから、既往の地盤調査結果の分析と、表面波探査などの地表面から地質構成や地盤特性を推定する手法を組み合わせて行った。その結果、安山岩の基盤層上に凝灰角礫岩や比較的N値の低いAso-4を主体とする火山灰層が堆積している地盤上に熊本城が築造されていることが明らかとなった。

地震動に伴う局所的な影響が、敷地上の建屋や石垣に被害を与える原因となったことが推察される。特に今後の復旧工事を見据えた際に、崩壊部の石垣ならびに裏込め地盤の崩壊に関するメカニズムや未崩落部の石垣面の変状進行の有無、崩落部と未崩落部の特徴の抽出が重要と考えられ、そのためには基礎地盤に関する情報取得が不可欠と考えられる。

謝 辞

本研究は、熊本市観光文化交流局熊本城調査研究センターの協力によって、地盤工学会平成28年熊本地震地盤災害調査団の調査研究の一環として実施したものである。本調査においては、長崎大学大学院の大嶺聖教授ほか、調査団員の方々のご尽力によるものであることを申し添える。また、本調査経費の一部は、京都大学防災研究所自然災害研究協議会より補助を頂いたことを付記し、関係各位に深く謝意を申し上げる次第である。

参考文献

- 1) 戸塚誠司(1999) : 熊本県下における近代橋梁の発展史に関する研究, 熊本大学大学院自然科学研究科博士論文, p.90.
- 2) 熊本市観光文化交流局熊本城調査研究センター(2016) : 平成27 年度熊本城宇土櫓他2 棟耐震基礎診断に伴う地質調査業務委託報告書.
- 3) 地盤工学会(2004) : 地盤調査の方法と解説, pp.274-279.
- 4) Imai, T. and Tonouchi, K.(1982) : Correlation of N-value with S-wave Velocity and Shear Modulus, Proceedings of the Second European Symposium on Penetration Testing, pp.67-72.

レーダーネットワークを活用した統合防災システムの構築

山中 稔*・佐々浩司**・橋本 学***・中川 一***・川池健司***
・張 浩**・森 牧人**・村田文絵**・寺尾 徹*

* 香川大学

** 高知大学自然科学系

*** 京都大学防災研究所

要 旨

本研究は、災害につながるような極端気象が頻発する高知県をフィールドとして3台のMPドップラーレーダーと地上観測ネットワーク、GPS可降水量データの利用などからなる統合的な防災システムを構築することを目的とするものである。初年度は地上観測ネットワークおよび水位計などを設置し、観測を開始するとともに、レーダー降水量の評価、レーダーネットワーク表示システムの構築、GPS可降水量による降雨予測などを試みた。ここでは、これらの概要について報告する。

1. はじめに

太平洋に面する高知県は、年間降水量が2500mmを超え時間雨量50mmを超える強雨も多発する突出した豪雨地域であり、四国の瀬戸内海側に面する他県とは明瞭な気候学的な違いが見られる。2014年8月には1日から10日間で場所により2000mmを超える大雨があり、高知市内でも内水・外水氾濫が発生(佐々2015)した。さらに高知市から安芸市にかけての海岸線沿いの地域はほぼ毎年1回は竜巻被害が発生する竜巻地域(Sassa et al. 2011)でもある。

本研究は、このような風水害の危険性が高い高知県において、高知大学で稼働中のMPドップラーレーダー3台(図-1)の観測データを用いて、1～2分程度のタイムラグで大雨、洪水、突風などに関連する情報を提供するとともに、GPS可降水量データも用いた統合的な防災システムを構築し、その有効性を検証することを目的とする。本年度は高知大学のMPドップラーレーダーの降水量評価の検証や、レーダーネットワーク表示アルゴリズムの試作を行うとともに、地上気象観測ネットワークを構築し、観測を開始した。レーダーはX帯の電波を用いるため降雨減衰補正も行う必要があるが、さらに降水粒子判別も試みた。また、レーダー降水量を用いた高解像度氾濫予測システムの検証を目的とした対象地域を高知市内に設定するとともに、水位計を設置して観測を開始した。GPS可降水量による大雨予測の可能性につい

て検討した。さらに、2016年10月5日突風被害をもたらした竜巻事例をレーダー観測により詳細に捉えた。

2. GPS可降水量データを用いた高知市の大雨予測可能性

2.1 使用データ

本研究では、国土地理院より提供されている大気遅延量(F3解析値; TOTAL_U)のデータを用いてGPS可降水量を算出した(坂出, 2017)。高知市内のGPS電子基準点(高知; 局番号940083)で得られたデータを解析の対象とする。解析期間は1996年1月1日から2016年7月31日である。その他の解析に必要なデータ(気圧, 気温, 降水量)は気象官署(高知地方気象台)のルーチンデータを用いた。なお、

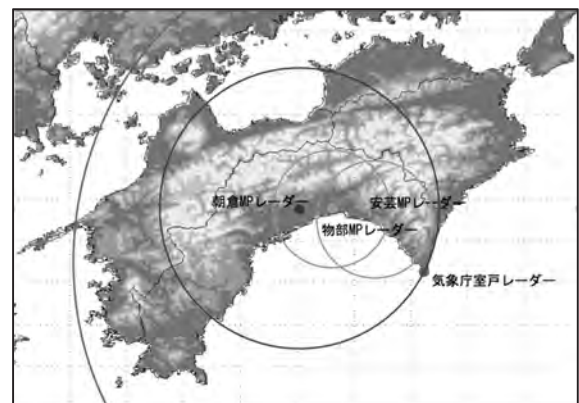


図-1 各レーダーの観測範囲

GPS可降水量を計算する際に必要となる地上気圧と地上気温は、同気象台より得られたデータを電子基準点の標高で補正して使用した（森ら，2016；坂出ら，2017）。

2.2 解析結果と考察

図-2は，1996年から2002年にかけての約7年間のGPS可降水量と降水量の変化を表す。前者は月平均値であり，後者は月積算値である。降水量は年々の変動が大きく，少雨の年（1996年）がある一方で，多雨の年（1998年・2014年）も見られる。特に，高知豪雨により高知市内が大被害に見舞われた1998年9月の降水量はそれによる影響を受けて，突出していることがわかる。他方，可降水量にも年々変化はみられるものの，降水量ほど大きなばらつきは見られず，両者の月単位の対応はそれほど明確ではない。端的な事例は高知豪雨の前月（1998年8月）であり，可降水量は年間で最大値を取ったが，降水はほとんど観測されなかった。

大雨予測の観点より，降水時ではなく降水前のGPS可降水量の動態に着目し，前日0時と当日0時の可降水量の増加量をその絶対値で除すことにより得られる無次元増加率 R_{inc} を定義し，可降水量の増減を定量化した（森ら，2007）。次に，（地上）気温に対する飽和水蒸気圧を定数0.6で除すことによって算出される仮想的な可降水量 $PWV_{sat}(T)$ （ T ：温度）を温度依存性の表現可能な閾値として定義した。同定数は水蒸気のスケールハイトに基づき算出されるが，詳細な導出は森ら（2006）およびMori *et al.* (2017)を参照されたい。さらに，当日0時におけるGPS可降水量 PWV_0 と地上気温 T_0 の気候値を期間の平均値で代替した。これらのstaticな変数を用いて可降水量と降水量の関係について解析した結果，大雨（ 50 mm d^{-1} 以上と定義）の観測される当日および前日の特徴である① R_{inc} が-0.25から1の値をとること（図-3），②当日0時のGPS可降水量 PWV_0 が当日0時の地上気温 T_0 を基に計算される仮想的な可降水量 $PWV_{sat}(T_0)$ 以上の値をとること（図-4），③当日0時のGPS可降水

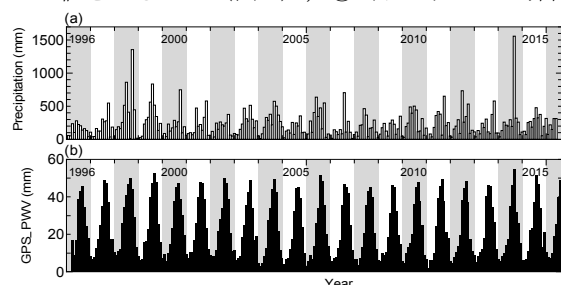


図-2 1997年から2016年にかけての月降水量（上図）と月平均GPS可降水量（下図）の変化。坂出（2017）より引用。

量 PWV_0 と地上気温 T_0 がそれぞれ期間中の0時における平均値（ 15°C ， 23 mm ）以上の値をとることが大雨発生の必要条件として抽出された。なお，①に関しては，高知豪雨（1998年9月）も含まれ日降水量が 300 mm d^{-1} を超える3事例の場合， R_{inc} がほぼ0に近く，可降水量の絶対値が比較的大きいことも手伝って，時間的な増減が小さくなる傾向も確認することができる。加えて，③に関しては，森ら（2007）の北部九州（佐賀県佐賀市）における同様な解析値（ 17°C ， 45 mm ；1996～2002年）に比べ小さい。観測期間が異なるため，高知市と佐賀市の結果を単純に比較はできないが，前者は後者に比べて多少低温で可降水量が少ない場合でも容易に大雨に至ることが推測される。

以上を踏まえ，①②③の3条件を全て満たす場合は1，ひとつでも満たさない場合は0とする大雨予測指標 I_{HP} を作成し，同指標を用いて大雨予測の可能性について評価を行った。 I_{HP} を実際のデータに適用した結果， 50 mm d^{-1} に満たない降水に対しても $I_{HP}=1$ となる場合がみられ，同指標による大雨の予測的中率は25%程度であった。しかし， 50 mm d^{-1} 以上の降水が観測された日の約60%は同指標を用いて捕捉することができ，さらに 100 mm d^{-1} 以上の降水が観測された日においては約70%をとらせることができた。なお， $I_{HP}=0$ において大雨が観測された日は解析期間中で99日となり，予測が外れて大雨となるのは1年間に5日程度であった。また， $I_{HP}=1$ にもかかわらず 50 mm d^{-1} 以上の雨が観測されなかった日の平均降水量は 19.6 mm d^{-1} であり，大雨が降らなかった場合でもある程度の降水は期待できることが示された。 I_{HP} による大雨予測については的中率に改善の余地はあるものの， $I_{HP}=1$ で降水が観測されなかったのは解析期間中20日であり，（用）水資源の確保という意味では比較的安全な予測結果を得ることができたといえる。

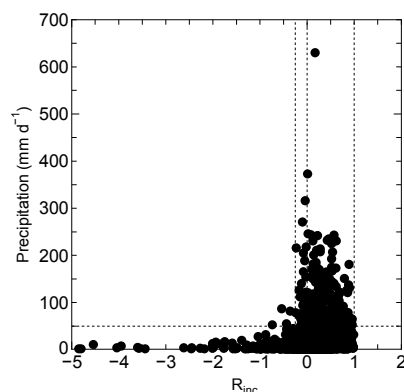


図-3 R_{inc} と日降水量の関係。坂出（2017）より引用。図中の点線（横線）は降水量が 50 mm d^{-1} を表し，一方，点線（縦線）は図中の左から順に， $R_{inc}=-0.25, 0, 1$ に相当する。

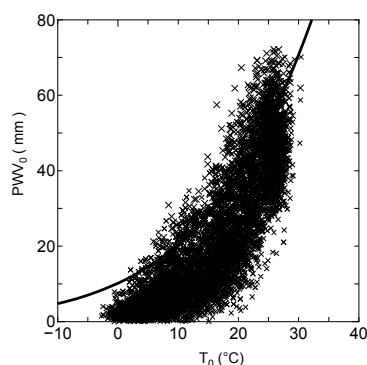


図-4 地上気温 T_0 と可降水量 PWV_0 の関係(当日0時)。坂出(2017)より引用。 T_0 と PWV_0 の定義は本文を参照のこと。

すなわち、 $I_{HP}(=1)$ の利用により比較的まとまった降水を見込めるという点では、排水施設の最適管理に代表されるような治水および利水に対するGPSを援用した同指標の活用可能性が示唆される。

2.3 大雨予測に関するまとめ

高知市における長期的なGPS可降水量のデータを解析することにより、同市上空の水蒸気の変動を概観するとともに、観測された大雨(50 mm d⁻¹以上と定義)との関係性について行った予察的解析の結果について示した。

その結果、大雨の観測される当日および前日の特徴として、①無次元の可降水量増加率 R_{inc} が-0.25から1の値をとること、②当日0時の可降水量 PWV_0 が当日0時の地上気温 T_0 を基に計算される仮想的な可降水量 $PWV_{sat}(T_0)$ 以上の値をとること、③当日0時の可降水量 PWV_0 と地上気温 T_0 がそれぞれ解析期間中の0時における平均値(15℃, 23 mm)以上の値をとることが大雨発生の必要条件として抽出された。上記の3条件を用いてインデックスを作成し、その活用の可能性について検討された。同インデックスはstaticな変量を用い計算は容易であるが、大雨予測の観点からは結果は十分とは言えず、さらなる改善の必要がある。

3. 雨滴粒度分布の観測

レーダーは雨量を面的に把握することができる有用な測器である一方で、レーダーは直接雨量を測っているわけではなく、雨滴から散乱してレーダーに帰ってくる電波強度(反射強度)を観測している。反射強度と雨量の間の関係は一意には決まらず、その関係は雨滴の粒度分布に依存する。レーダーと比較観測を行うために、朝倉レーダーと物部レーダーのほ

ぼ中間に位置する高知市五台山の牧野植物園にOTT社製のParsivel雨滴粒度分布計を設置し、連続観測を実施している。本節では、五台山に加えて気象庁アメダス地点の中で、高知県内2番目の多雨地点である繁藤に同種の装置を設置して同時観測を行った2014年7月5日～11月11日の解析結果を報告する。なお、五台山は新型のParsivel²であるのに対し、繁藤に設置したものは旧型のParsivelであった。観測は1分の時間分解能で実施した。

3.1 解析手法

本研究では、30分以上続いた降水イベントを対象とし、異常値、降水強度0.1mm/h未満のデータ、及びParsivelで霧雨と判定されたデータを除いた。雨滴粒度分布の形が異なる層状性降水と対流性降水をBrangi et al. (2003)に基づいて前後5分間の平均降水強度と標準偏差を計算し、以下の基準で区別した。層状性降水は平均降水強度0.5(mm/h)以上、かつ標準偏差1.5(mm/h)以下のものとした。一方対流性降水は平均降水強度0.5(mm/h)以上かつ標準偏差1.5(mm/h)を超えるものとした。どちらにも属さないものは調査から除外した。期間中五台山では層状性降水が全体の降水の48.8%、対流性降水が24.4%となった。一方繁藤では層状性降水が27.1%、対流性降水40.5%となった。

3.2 Z-R 関係

雨滴粒度分布から計算されたレーダー反射強度 Z と降水強度 R の散布図を図-5に示す。中程度の降水強度でばらつきが大きな紡錘形の分布をしているが、気象庁レーダーで用いられている係数に比べて、2地点共、また層状性、対流性共に降水強度の大きな雨量を過小評価する傾向があることがわかる。例え

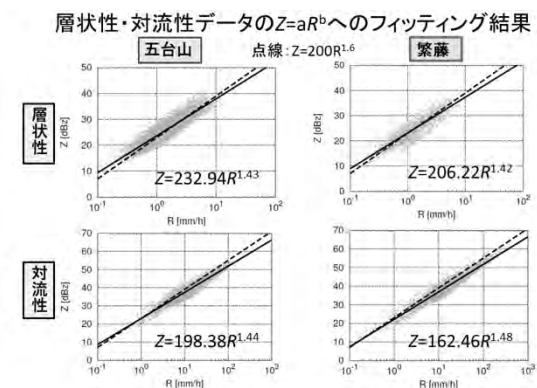


図-5 Z-R 関係。左が五台山、右が繁藤の結果。上が層状性降水、下が対流性降水である。実線が回帰直線(各図中に回帰式を記載)を表す。点線は気象庁レーダーで用いられている $Z=200R^{1.6}$ の線を表す。

ば、繁藤の対流性降水に対して $Z=50(\text{dBZ})$ のとき、 $80(\text{mm/h})$ の雨を $50(\text{mm/h})$ に過小評価する。

3.3 粒度分布の特徴

Bringi et al. (2003)は世界の様々な気候の下での雨滴粒度分布を調査した。その結果と高知で観測した結果を比較する。図-6に横軸を中心粒径 D_m 、縦軸を雨滴粒度分布形としてよく使われる修正ガンマ関数の切片 N_w とした散布図を示す。雨滴粒度分布 $N(D)$ 、粒径 D 、単位体積中の含水量 $W[\text{g/m}^3]$ 、液体の水の密度 ρ_w を用いて、 D_m は式(1)、そして N_w は式(2)であらわされる(深尾と浜津, 2005)。

$$D_m = \frac{\int_0^\infty D^4 N(D) dD}{\int_0^\infty D^3 N(D) dD} \quad (1)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{W}{D_m^4} \right) \quad (2)$$

一般に海洋性の気候下では対流性の雨滴粒度分布の粒径は小さく雨滴濃度が高い。一方大陸性は相対的に粒径が大きく雨滴濃度が低い。結果は、層状性降水の平均値は、2地点共ほぼ他地域と同じ線上に分布した。一方対流性降水の平均値は、五台山は海洋性に近い位置、繁藤は大陸性と海洋性の中間に位置した。繁藤の方が、中心粒径が大きい雨滴が五台山に比べて多く観測された。五台山と繁藤の雨滴粒度分

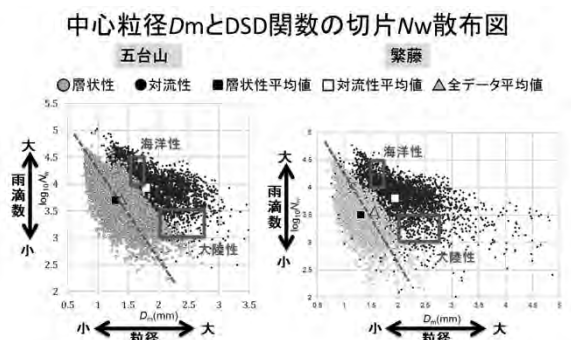


図-6 横軸を雨滴粒度分布の代表的な粒径 D_m 、縦軸を代表的な雨滴数 $\log_{10} N_w$ とした散布図。白抜きと黒の四角印は、それぞれ層状性降水と対流性降水の平均値の位置を示す。赤の点線はBringi et al. (2003)によって報告された層状性降水の雨滴粒度分布の平均値が分布する直線を示す。また赤枠はBringi et al. (2003)によって報告された海洋性と大陸性に分類した対流性の雨滴粒度分布の平均値が存在する領域である。△印は層状性、対流性を含めた平均値の位置を示す。

布の違いには、より急峻な山岳域の中に位置する繁藤の雨滴粒度分布が地形の影響を大きく受けていることが考えられる。しかし地形性降水の雨滴粒度分布の特徴はまだ充分わかっておらず、今後の課題である。

4. 地上観測ネットワーク

レーダーによる降水量観測の検証のみならず、大雨や突風をもたらす降水システム発生のきっかけとなる気流収束環境を把握するため、地上観測ネットワークを図-7のように配置した。ただし、観測点は総務省SCOPEの委託によるもの等を含んでいる。後述する2016年10月5日の高知市竜巻の事例においては、親雲の通過に伴う 2.1hPa の気圧低下や風向変化が捉えられた。なお、雨量計4基も中山間地に設置の予定である。



図-7 地上観測ネットワークによる風向観測例。これらのうち、本共同研究費によるものは高知市内の4箇所と南国市の高知大学医学部に設置された5基である。

5. レーダーの降雨減衰補正と降水粒子判別

5.1 朝倉MPレーダーの降雨減衰補正と降水粒子判別

降水粒子判別アルゴリズムはKouketsu et al.(2015)が名古屋大学のXバンドMPレーダー用に開発したものを高知大学朝倉MPレーダーに流用し、その適用可能性を検証した。このアルゴリズムは、偏波パラメータの一つである K_{dp} を利用して反射強度 Z_h と偏波間相関係数 ρ_{hv} の減衰補正を行った後、各偏波パラメータに加えて観測エリアの気温鉛直分布によるメンバーシップ関数をもっとも対応する降水粒子をファジーロジックによって決定するものである。気温鉛直分布には気象庁メソスケールモデルMSMの初期値を利用し、目視観測と3節で述べた牧野植物園に設置されているディストロメータを利用して、降水粒子判別結果の検証を行った。

5.2 解析結果

図-8に減衰補正結果の一例を示す。減衰補正のない左図の場合はレーダー直近のエコーによる降雨減衰のため、北側の降水システムの反射強度がかなり減衰しているが、補正を行った右図の場合は適切に反射強度が評価されている。今後、これらの補正を物部、安芸の両MPレーダーについても実施する予定である。

図-9は高知県において降雪が観測された日の朝倉レーダーによる方位角300度のRHI観測結果を示す。降雪のため、反射強度は比較的小さい値が高度5kmほどまで認められるが、ここでは主として乾雪(DS)と湿雪(WS)に加えて湿ったあられ(WG)などが観測された。これは目視観測と対応しているが、ディストロメータによっても雪の判別がなされており、朝倉MPレーダーにより降水粒子判別が適切になれていることが確認された。現段階では気温分布にMSM初期値を用いているため、事後解析のみ可能であるが、今後予測値を用いることにより、準リアルタイムの判別も可能とし、積乱雲内の発雷ナウキャストにも利用することを検討している。

6. レーダーネットワーク表示

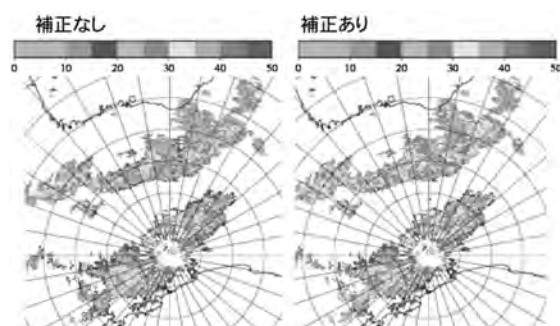


図-8 朝倉レーダ反射強度の降雨減衰補正効果の比較 2016年6月25日0:40の仰角5度の観測例

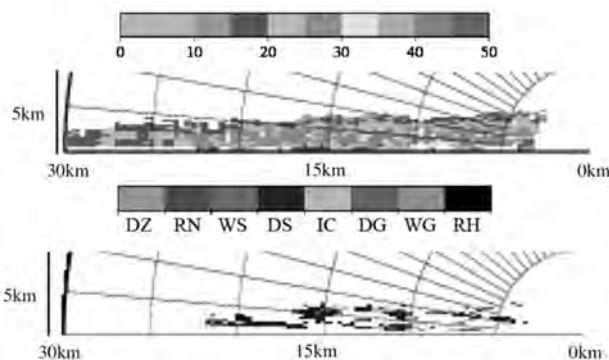


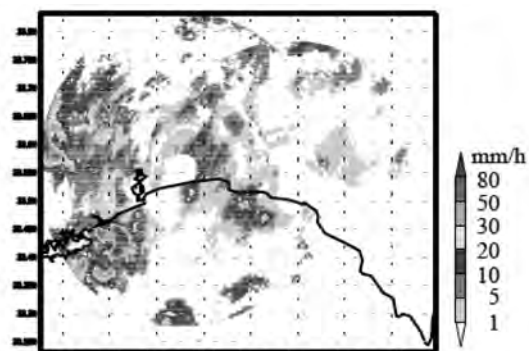
図-9 2017年2月10日18:26の方位角300度の反射強度(上)と降水粒子判別結果(下)

6.1 レーダー運転モードとデータ合成

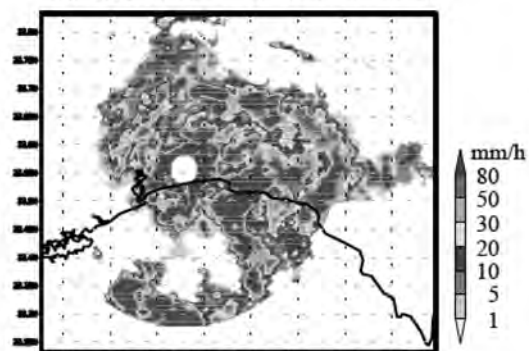
朝倉MPレーダーはビーム幅2度、視線方向分解能150mで図-1に示すように観測範囲80kmを2度から30度まで10仰角PPIスキャンを2.5分毎に行なっており、物部MPレーダーと安芸MPレーダーはビーム幅2.7度、視線方向分解能50mで観測範囲30kmを3度から12度まで5仰角PPIスキャンを1分毎に行なっている。現状では地形エコー除去としてMTI処理は行っているもの、地形エコーは晴天時には明瞭に認められている。ここではネットワーク表示の可能性を検証するために、まず運転モードが同じ物部MPレーダーと安芸MPレーダーによる高度1kmの反射強度データを作成し、それらよりエコーの合成を試みた。合成にあたって気象庁室戸レーダーによる降水強度との比較によって2台のレーダーの反射強度特性を補正した。解析した時点では安芸MPレーダーの出力が3dB低くなっていたことが判明したが、実質上は安芸MPレーダーのゲインを3dBあげるだけでほぼ特性が揃えられることがわかった。現在は安芸MPレーダーの出力を補正しているため、そのまま合成が可能である。それぞれのレーダーの観測域が重複している部分では単純に平均するのではなく、降雨減衰により反射強度が低下している方を不採用とする表示を行った。

6.2 合成結果

比較的雨強度の弱い層状性降水時と強い降水を



(a) 層状性降水 (2016. 9. 19 15:00JST)



(b) 対流性降水 (2016. 6. 27 15:10JST)

図-10 レーダーネットワーク表示例

伴う対流性降水時の合成例を図-10に示す。安芸MPレーダーサイトの東西には山が近接しているため、1kmCAPPIの表示範囲が狭くなっているが、いずれのケースにおいても2台のレーダーによる反射強度が滑らかに接続されて表示できていることが確認された。現在はCAPPIデータ作成に3分ほど時間を要しており、1分毎の観測を行っている両レーダーからの表示を準リアルタイム表示とすることができていない。今後、処理アルゴリズムの高速化をはかることによってリアルタイム表示に近づけていく予定である。

7. 竜巻をもたらした親雲の観測

日本海を台風18号が東進していた2016年10月5日の14時頃に高知市から南国市にかけて竜巻によるJEF2の突風被害が発生した(高知地方気象台 2016)。本節ではこの竜巻をもたらした親雲の構造について詳細なレーダー解析を行った結果を報告する。

7.1 レーダー解析

方位角方向のドップラー速度の極大極小のペアが現れる場所を検出する渦検出アルゴリズムの作成を試み、気象研究所開発の渦検出アルゴリズム(鈴木ら 2010)よりはやや誤検出が多いものの高速で渦検出が可能であることを確認した。これを用いて気象庁室戸レーダーデータを解析したところ、当日の13:55JSTよりメソサイクロンが検出された。その目視解析により渦は13:35JSTに高知県四十万町付近から現れて北東進したことが明らかとなった。この渦を朝倉、物部両MPレーダーによっても解析を行った。

7.2 解析結果

図-12に高知市内を竜巻が通過中と思われる14:21JSTの物部MPレーダーによる反射強度とドップラー速度を示す。フックエコーの南端にはリアフ

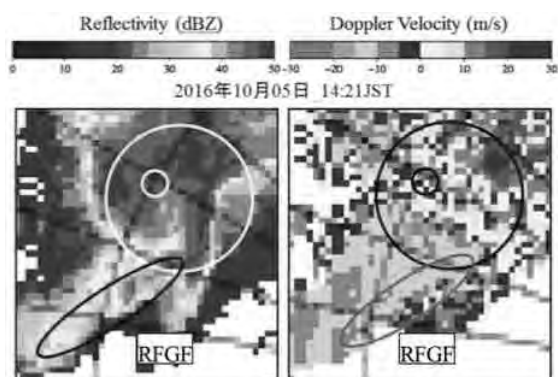


図-12 物部レーダ(仰角 3 度)により捉えた竜巻親雲の反射強度(左)とドップラー速度(右)

ランクダウンドラフトに伴うガストフロントが明瞭に認められ、メソサイクロンの中には竜巻そのものの渦も認められた。これらの様子から水平断面についてみると親雲は典型的なスーパーセルの形状をなしていた。しかしながら40dB以上の強エコー域の高度は最大でも7km未満であり、ミニスーパーセルであったことがわかった。各レーダーにより最下層のメソサイクロンの位置を基準として上空のメソサイクロンの移動方向位置をプロットしたものが図-13である。14:10JSTまではほぼ鉛直方向に位置していたメソサイクロンが竜巻が発生したと思われる14:20JST以降は上層ほど移動方向に傾斜している様子がわかる。これはメソサイクロン内の上昇気流に比べて水平方向の鉛直シアーの方がはるかに強く、メソサイクロンが傾斜していった可能性を示している。この結果、渦としてはミニスーパーセルを維持するほど強くないメソサイクロンが鉛直シアーにより引き伸ばされ、これが強い竜巻をもたらす一因となったものと思われる。

8. 内水排水ポンプ操作に伴う放流先河川の水利特性

ここでは、内水氾濫評価の前段階として、2014年8月初旬の大雨に伴い内水氾濫の発生した地域を対象とした現地調査により、内水排水ポンプの操作が都市下水道の放流先である外水河川の水利特性に与える影響を調べた。

8.1 対象区域

高知市初月排水区及びそこを流れる二級河川国分川の支川である久万川と紅水川を研究対象(図-14)とする。久万川は国分川2.2km付近で合流する右支川で、流域面積は31.6km²、幹線流路延長は9.1kmである。一方、紅水川は久万川4.0km付近で合流する久万川の左支川で、流域面積は3.3km²、幹線流路延長は3.0kmである。また勾配が非常に緩いため、泥が堆積し、かつ潮の干満の影響を受けやすい。この地区は数年に1度、外水や内水氾濫が起り、水害対策が必要と

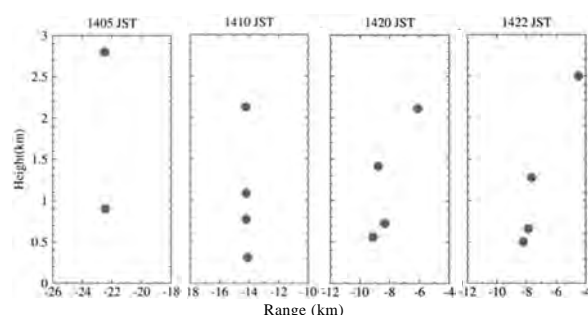


図-13 メソサイクロンの移動方向位置の相対分布



図-14 研究対象地

されている。2014年の台風12号でも久万川上流部・紅水川中流部が氾濫した。

8.2 現地調査概要

本研究では圧力式水位計とRTK-GNSSを用いて河川水位連続観測システムを構築し、対象区域の降雨資料は気象庁データベース、内水排水ポンプの操作実績データは高知市上下水道局より収集した。水位計はIn-Situ社製Rugged TROLL 100 Data Loggerであり、水位測定の基本点測量は株式会社HemisphereのA325 GNSS Smart Antennaを使用した。

水位観測においては、紅水川上流2カ所（上流1と上流2）と対象区域内排水規模の最も大きい初月ポンプ場排水口の上下流2カ所に、水位計を設置した。水位データは2017年4月10日から7月2日にかけて5分おきに記録した。本研究では、特に下水道からの排水を受ける紅水川の局所水位変化を中心に、排水が都市放流先河川の水利特性に与える影響を考察する。

8.3 結果と考察

まず、本調査期間中最も降雨量の多かった6月20日から6月21日にかけての観測結果を用いて、降雨量と紅水川代表地点での水位変化の関係を図-15に示す。降雨ピークの約30分後に最高水位に達したことが確認できた。

次に、4月17日から18日にかけて、そして、6月20日から21日にかけての二つの大きな出水イベントについて、内水ポンプ排水量と河川の水位変化の関係を図-16と図-17に示す。干潮時においてポンプ場上流水位と下流水位差は最大になり、常時下流の方が水位が高いことが確認できた。また、ポンプからの排水が始まるとポンプ場上下流水位差は小さくなる。原因として、紅水川の河床が逆勾配、また合流点以下本川の背水影響が大きい為下流へ水が流れにくくなりポンプ場より上流側の水位が上昇したと考えられる。

今回の観測結果を踏まえて、平常時においては、紅水川の下流河床が逆勾配および合流部より下流側

の本川のバックウォーターの影響を受け、ポンプ場下流側河川の水位は上流側よりも高い。また、水位は潮汐の影響を強く受けることが確認できた。洪水時には、降雨ピークと紅水川の最高水位の間に、ズレが生じていることが確認できた。ポンプ場から排水を行うとポンプ場より河川上流側の水位上昇量は下流側よりも多く、ポンプ場上流側の河川水位と下流側の河川水位の差が小さくなることが確認できた。

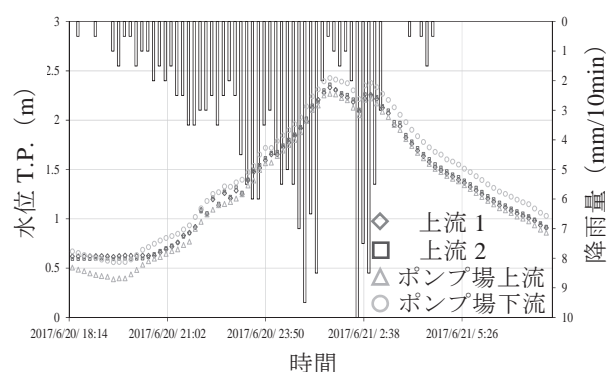


図-15 降雨と外水河川水位の関係（H29年6月出水）

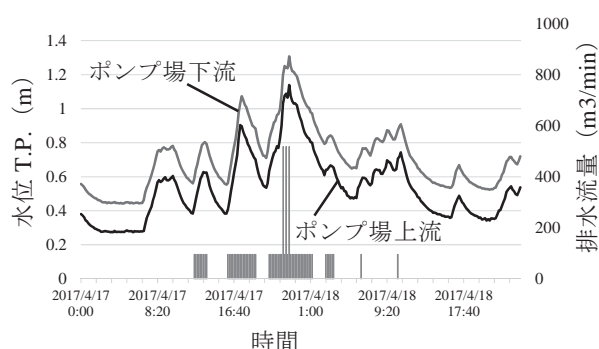


図-16 ポンプ排水流量と外水河川水位の関係（H29年4月出水）

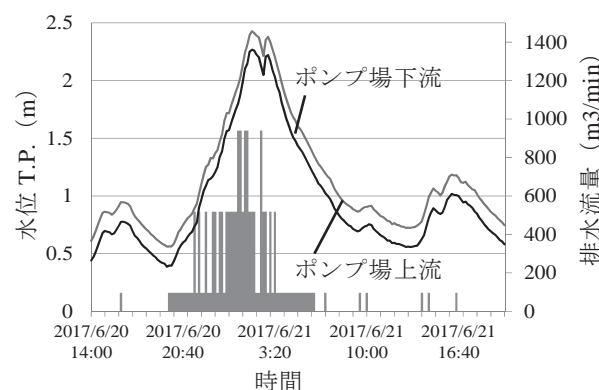


図-17 ポンプ排水流量と外水河川水位の関係（H29年6月出水）

9. まとめ

初年度は主として観測機器の設置と、分担者の個別研究を中心として進めてきた。今後、これらの成果を統合して、総合的な防災情報システムの構築をめざす。

謝 辞

本研究は、京都大学防災研究所地域防災実践型共同研究（特定）28R-01により進められた。また、一部は、総務省SCOPE(受付番号165009001)、JSPS科研費(15H02994)および高知大学防災推進センタープロジェクトの支援を受けて進められた。また、一部のデータは高知地方気象台から提供を受けるとともに、高知県土木部河川課、高知土木事務所、及び高知市上下水道局の多くの方々にご協力を頂いた。ここに謝意を表す。

参考文献

高知地方気象台（2017）：平成28年10月5日に高知県高知市及び南国市で発生した突風について．気象庁起動調査班による現地調査報告．
坂出知也（2017）：GPS可降水量を用いた高知市の大雨解析．高知大学大学院総合人間自然科学研究科修士論文．
坂出知也・森 牧人・能島知宏・佐々浩司（2017）：長期GPS可降水量データを用いた高知市の大雨解析．日本農業気象学会2017年全国大会講演要旨，pp. 80.
佐々浩司（2015）：「平成26年8月豪雨に関する研究会」報告，台風第11号及び第12号による高知県の大雨，天気，62-4，pp.320-321.
鈴木修，山内洋，中里真久（2006）：メソサイクロン及び局所収束・発散域の検出アルゴリズムの開発－シビア現象の危険度診断のために－，日本気象学会2006年度秋季大会講演予稿集，90，pp. 286.
深尾昌一郎，浜津亨助（2005）：気象と大気のレーザーリモートセンシング，京都大学学術出版会

森 牧人・三森崇道・平松和昭・四ヶ所四男美（2006）：GPS可降水量を用いた地上水蒸気圧の推定，農業土木学会論文集，242，pp. 241-247.
森 牧人・田中宏延・平松和昭・原田昌佳（2007）：GPS可降水量を用いた大雨予測指標の検討，農業農村工学会論文集，250，pp. 363-371.
森 牧人・坂出知也・能島知宏（2016）：高知市上空の水蒸気変動と大雨の関係～GPS可降水量を用いた予察的解析～．日本気象学会関西支部2016年度第2回例会講演要旨集，第140号，pp. 12-13.
Bringi, V. N., 2003: Raindrop Size Distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354-365.
Kouketsu, T. et al. (2015): A Hydrometeor Classification Method for X-Band Polarimetric Radar: Construction and Validation Focusing on Solid Hydrometeors under Moist Environments, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 32-11, pp.2052-2074.
Li, G., Kimura, F., Sato, T. and Huang, D. (2008): A composite analysis of diurnal cycle of GPS precipitable water vapor in central Japan during calm summer days, *Theor. Appl. Climatol.*, 92, pp. 15-29.
Mori, M., Nojima, T., and Sai, K. (2017): Quasi-linear relationship between GPS-derived precipitable water vapor and surface vapor pressure observed on dry days in spring and autumn. A case study at Saga Plain in northern Kyushu Island, Japan. *Paddy and Water Environment*, 15, pp. 425-432.
Sassa, K., Hamada, I., Hamaguchi, Y., Hayashi, T., (2011): Characteristics of mesocyclones observed on Tosa Bay in Japan, *The 6th European Conference on Severe Storms*, Palma de Mallorca, Spain, 2pages.
Sharifi, M.A., Khaniani, A.S. and Joghataei, M. (2015): Comparison of GPS precipitable water vapor and meteorological parameters during rainfalls in Tehran. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 127, pp. 701-710.

第 54 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集

平成 29 年 9 月 14 日

発行：京都大学防災研究所 自然災害研究協議会

議長：大石 哲（神戸大学都市安全研究センター）

岩田 知孝（京都大学防災研究所・自然災害研究協議会総務）

（お問い合わせ）電話：0774－38－4347

<http://www.dpri.kyoto-u.ac.jp/ndic/contents.html>

印刷：河北印刷株式会社